

**GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNG
DER MOLYBDÄNVORKOMMEN DES
FLOTTORP - GEBIETES, VEST AGDER,
SÜDNORWEGEN**

Fritz Hopfengärtner

1975



1. Berichterstatter Prof. Maucher

2. Berichterstatter Prof. Klemm

Tag der mündlichen Prüfung 11.3.1975

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde mir von meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. Ing. A. MAUCHER übertragen. Hierfür und für seine Unterstützung in der Schlußphase der Arbeit möchte ich mich aufrichtig bedanken.

Ihm und Herrn Professor Dr. K. SCHMIDT danke ich für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes und die Benützung der Institutseinrichtungen.

Zu besonderem Dank bin ich Herrn Dr. H. URBAN vom geologischen Institut der Universität Kopenhagen für die Betreuung der Arbeit verpflichtet. Seine Anregungen während der Geländearbeit und seine Kritik bei der Ausarbeitung waren eine unschätzbare Hilfe.

Folldalverk A/S, besonders Herrn Dr. J. G. HEIM danke ich für die großzügige finanzielle Unterstützung der Arbeit.

Nützliche Hinweise bekam ich von meinen Kollegen Dr. W. KROL, Dr. B. LAMMERER und Dipl. Geol. U. LAGALLY.

Bei der Klärung von einzelnen Fragen waren mir Herr Dr. G. PROPACH vom Institut für Mineralogie und Petrographie und Herr Dr. A. BERKTOLD vom Institut für Geophysik behilflich.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	I
Abstract	II
I. Das Arbeitsgebiet	1
II. Aufgabenstellung	5
III. Kartenmaterial	5
IV. Arbeitsmethoden	6
V. Geologischer Überblick	7
VI. Die Geschichte des Bergbaus und frühere Bearbeitungen	8
VII. Zur Geologie und Tektonik des Flottorp-Gebietes	11
VIII. Zur Geologie des Lagerstättengebietes	15
IX. Petrographie	24
1. Die grauen Gneise	24
2. Die roten Granitgneise	30
3. Die Amphibolite	34
4. Granat-Pyroxen-Biotit-Fels	36
5. Ganggesteine und Kluftfüllungen	39
6. Die Erzminerale	41
X. Geochemische Untersuchungen	50
XI. Geophysikalische Untersuchungen	61
XII. Zur Metamorphose	62
XIII. Zur Genese der Vorkommen von Flottorp	65
XIV. Zur Frage der Bauwürdigkeit der Erzvorkommen von Flottorp	69
XV. Literaturverzeichnis	74

Zusammenfassung

Die Molybdänvorkommen von Flottorp in der Provinz Vest Agder, Südnorwegen wurden geologisch, petrographisch und untergeordnet auch geochemisch untersucht. Diese Vorkommen sind Teile einer Reihe kleiner Molybdänvorkommen im präkambrischen Gneiskomplex Südnorwegens.

Träger der Vererzung ist eine Serie von grauen Gneisen und Amphiboliten, welche teilweise stark verfaltet in roten Granitgneisen liegen. Die Vererzung mit Molybdänglanz, Kupferkies, Pyrit und untergeordnet Magnetkies als Hauptparagenese ist ausschließlich an die Serie der grauen Gneise und Amphibolite gebunden.

Der tektonische Bau des Flottorp-Gebietes wird bestimmt durch eine Reihe von meist isoklinalen Sätteln und Mulden, mit einheitlich 10° - 30° streichenden und flach einfallenden Achsen. Störungen mit größeren Bewegungsbeträgen sind selten, Dehnungsbrüche dagegen häufig und im Gelände gut sichtbar.

Die Metamorphose der Gesteine des Flottorp-Gebietes lief unter katazonalen Bedingungen nahe der Anatexis ab.

Die geologischen und petrographischen Gegebenheiten deuten auf eine submarin-synsedimentäre Entstehung der Vorkommen hin. Die roten Granitgneise werden als ehemalige Arkosen, Grauwacken und Sandsteine, die grauen Gneise als Mergel und Tone und die Amphibolite als vulkanische Einschaltungen in diese gedeutet. Die sulfidischen Erze wurden in reduzierendem marinen Milieu ausgefällt.

Abstract

The petrography, geology and briefly the geochemistry of the molybdenite deposits of Flottorp in the county of Vest Agder, Southern Norway, are described. The deposits are parts of a chain of small molybdenite occurrences in the Precambrian gneis complex of Southern Norway. The ores are bound to a series of grey gneisses and amphibolites, which are intensely folded into red granite-gneisses. The main ore paragenesis with molybdenite, chalkopyrite, pyrite and accessory pyrrhotite is strictly bound to the series of grey gneisses and amphibolites.

The structure of the Flottorp area is dominated by a series of mostly isoclinal synclines and anticlines with uniform 10° - 30° strike and gently plunging axes. Major dislocations are rare, extension fractures, however, are common and clearly visible in the field.

The metamorphosis of the Flottorp rocks took place under catazonal conditions close to anatexis.

The geological and petrographical facts point to a submarine synsedimentary origin of the ore deposits. The red granite-gneisses are interpreted as former arkoses, greywackes and sandstones; the grey gneisses as marls and clays; the amphibolites as volcanic layers within these. The sulphide ores precipitated under reducing submarine conditions.

I. Das Arbeitsgebiet

1. Geographische Lage

Das Arbeitsgebiet liegt in Südnorwegen, ca. 70 km nördlich der Stadt Mandal an der Südspitze Norwegens (Abb. 1). Es umfaßt die seit Ende des vergangenen Jahrhunderts bekannten Molybdänvorkommen bei Flottorp, Vaardal, Verdal und Rebaasen¹ in den Landkreisen Audnedal und Haegbostad. Die hauptsächlichsten Vorkommen liegen auf der Markung der Orte nedre Flottorp und övre Flottorp. Die bekannte Molybdängrube von Knaben liegt ca. 30 km in nordwestlicher Richtung.

2. Morphologie

Das Relief des Arbeitsgebietes wird geprägt durch das Südwest-Nordost verlaufende Gydalen (ca. 250 m über NN) und die Höhenzüge Breidliheii (559 m) und Örnemyrfjell (578 m) im Norden und den Höhenzug Kleveheii-Byremoheii (527 m) im Süden¹. Zwischen Breidliheii und Kleveheii ist das Gydalen schluchtartig eingeschnitten. Die übrigen Berghänge sind meist nur mäßig steil und gut begehbar. Das Gebiet ist für Fahrzeuge gut zugänglich durch die im Gydalen verlaufende Reichsstraße No 9. Eine gesandete Fahrstraße führt von Haaland nach övre Flottorp und weiter bis zur alten Grube. Dieses letzte Stück ist allerdings nicht mehr befahrbar. Zwei kurze Sandwege führen von nedre Flottorp nach Norden und Süden. Die Höhenzüge im Norden und Süden des Arbeitsgebiets können von den um sie herumführenden Landstraßen erreicht werden.

1 Lokalitätsangaben, welche das Arbeitsgebiet betreffen, finden sich auf Abb. 2, sowie auf Anlage 2 (tektonische Karte).

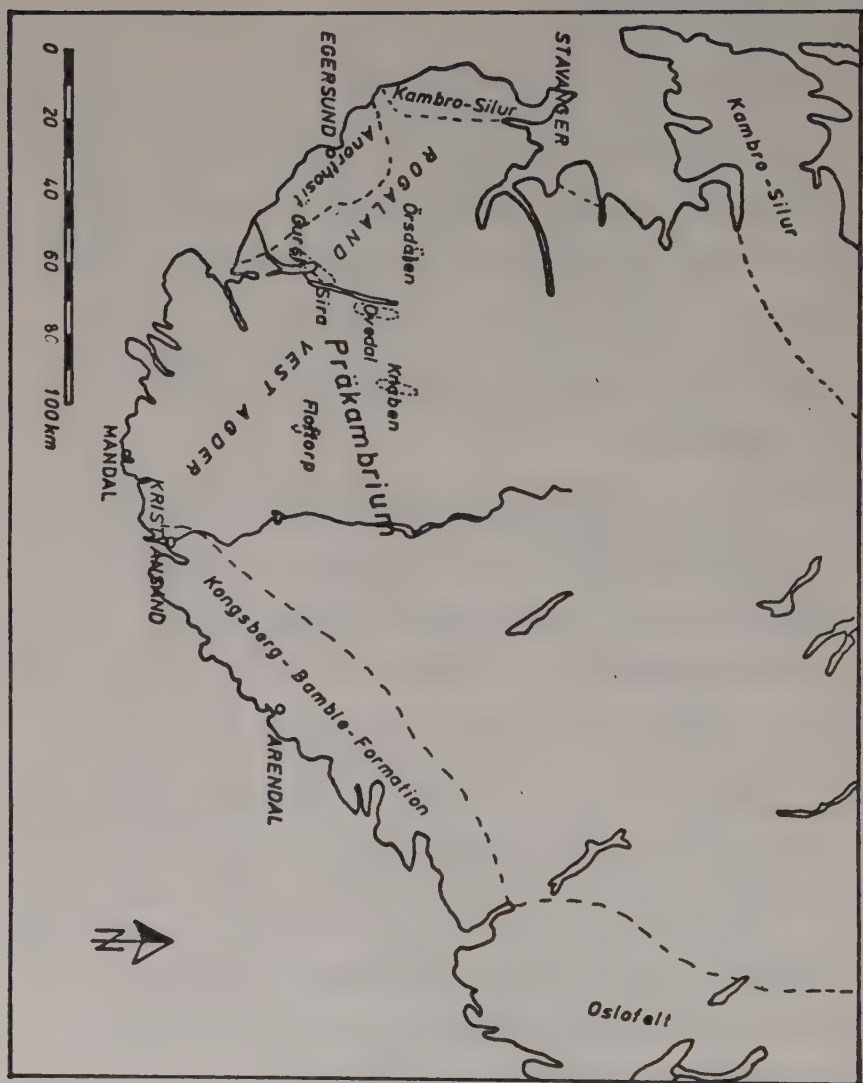


Abb.1

Übersichtskarte Südnorwegens.

Die großen geologischen Einheiten und die wichtigsten Molybdänvorkommen (darunter das Arbeitsgebiet in Fløttorp) sind eingezeichnet.

(nach Urban 1974)

Abb. 2

Übersichtskarte des Flottorpgebiets, Südnorwegen.

 Verlauf der mineralisierten Zonen

Detailkartierte Gebiete:

A = Aasen

E = Ekreknuten

F = Fenklop

G = Guldsmedberg



0 1 2 3 km

3. Überdeckung und Aufschlußverhältnisse

Im Gydalen liegt eine weitgehend geschlossene Überdeckung vor, teils durch Weideland, teils durch Bewaldung aus Fichten, Kiefern und Weichhölzern. Von dem schon erwähnten tiefen Einschnitt des Gydalen abgesehen, sind nur wenige natürliche Aufschlüsse vorhanden. Sie sind oft mit Moos und Flechten überzogen und stark angewittert. Daneben finden sich künstliche Aufschlüsse, welche durch Straßenbau und frühere Prospektionsarbeiten geschaffen wurden. In höheren Lagen sind die Aufschlußverhältnisse verhältnismäßig gut. Die Baumgrenze liegt auf ca. 500 m über NN. Hier sind große Felsflächen vom Gletschereis glattgeschliffen worden, so daß sich kein Bewuchs darauf halten konnte. Die Verwitterung reicht ziemlich tief, so daß es speziell auf den glatten Felsflächen schwierig war, frisches Handstückmaterial zu bekommen. Doch sind auch hier innerhalb der erzführenden Zonen bis weit in die Berge hinauf Schürfgräben, Sprenglöcher und Stollen durch frühere Untersuchungen und Abbaue vorhanden.

Nur die Talauen des Gydalen werden landwirtschaftlich genutzt. In begrenztem Umfang wird entlang des Gydalen Holz geschlagen. Die nördlich und südlich des Gydalen gelegenen Höhenzüge sind mit Ausnahme des Ortes Övre Flottorp unbewohnt und werden wirtschaftlich nicht genutzt.

II. Aufgabenstellung

1. Die Abteilung für Lagerstättenkunde und Prospektionsgeologie des geologischen Institutes der Universität Kopenhagen unter der Leitung von Dr. H. URBAN arbeitet seit mehreren Jahren geologisch, geochemisch und lagerstättenkundlich im westlichen Südnorwegen. Diese Arbeiten werden von Folldalverk A/S finanziell unterstützt.
2. Dabei sollten auch die seit dem vergangenen Jahrhundert bekannten, nach dem ersten Weltkrieg wieder stillgelegten Molybdänvorkommen einer erneuten Bearbeitung unterzogen werden.
3. Aufgabe der vorliegenden Arbeit war es, die Molybdänvorkommen des Flottorp-Gebietes zu untersuchen, ihre Genese zu klären und die hauptsächlichsten Lagerstättenbereiche detailliert zu kartieren.
4. Gleichzeitig sollte die Frage geklärt werden, ob mit einer bauwürdigen Vererzung gerechnet werden kann.

III. Kartenmaterial

Die Vorkommen von Flottorp liegen auf der offiziellen norwegischen Karte 1 : 50 000, Serie M-711 und zwar auf den Blättern 1411-1 Bjelland, 1411-4 Haegebostad, 1412-2 Aaseral und 1412-3 Fjotland. Außerdem sind für das gesamte Gebiet Luftbilder im Maßstab 1 : 15 000 geflogen worden. Diese sind von Fjellanger Widerøe A/S, Oslo unter den Seriennummern 3580 und 3978 erhältlich. Diese Luftbilder wurden für die regionale Kartierung verwendet. Sie waren jedoch für eine detaillierte Aufnahme der Lagerstättenbereiche zu groß. Hier fanden Karten

im Maßstab 1 : 500 der Firma Placer Management Ltd (1965) Verwendung. Diese sind allerdings nur für wenige ausgesuchte Bereiche vorhanden. Es ist damit zu rechnen, daß in absehbarer Zeit die neuen Flurkarten im Maßstab 1 : 10 000 oder 1 : 20 000 zur Verfügung stehen werden.

IV. Arbeitsmethoden

a) Geländearbeit

Die regionale Kartierung erfolgte auf Luftbildern im Maßstab 1 : 15 000, die Detailkartierung auf Karten 1 : 500.

Die tektonischen Messungen wurden mit dem Freiburger Kompaß 59 mit 360 °-Teilung vorgenommen, wobei Fallrichtung und Einfallen in einem Arbeitsgang gemessen wurden. Die geophysikalischen Messungen nach dem IP-Verfahren wurden im Sommer 1972 von Folldalverk A/S durchgeführt. Dazu wurde entlang der Erzzenen ein Gitternetz eingemessen. Die Basislinie verlief parallel zum Streichen (ca. 15 °) und war in övre Flottorp 2 300 m, in nedre Flottorp 900 m lang. Im Abstand von 100 m wurden Querlinien gezogen, welche sich normalerweise 100 m nach beiden Seiten erstreckten. Auf der Basislinie und den Querlinien wurde im Abstand von 25 m gemessen.

b) Laborarbeit

Von über 200 Gesteins- und Erzproben wurden 65 Dünnschliffe und 37 Erzanschliffe angefertigt. Der quantitative Mineralbestand der Dünnschliffe wurde am Swift-Pointcounter mit jeweils 1 000 Punkten festgestellt. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes der Plagioklase erfolgte am Universaldrehtisch nach der Zonenmethode von RITTMANN (1929). Die Achsenwinkel der

Amphibole und Pyroxene wurde am Universaldrehtisch nach der Methode von BURRI (1950) gemessen.

Die Auswertung der tektonischen Meßdaten und die Zeichnung der Isolinien erfolgte mit einem Computerprogramm (ADLER et al. 1958).

V. Geologischer Überblick

Der Gneiskomplex Südnorwegens wird von den bisherigen Bearbeitern (BARTH 1945, BARTH & DONS 1960, TOBI 1965) als präekambrisch eingestuft. Im Westen wird dieser Gneiskomplex in scharfem Kontakt von dem ebenfalls präkambrischen Anorthositmassiv von Aana Sira-Egersund-Fleckefjord begrenzt. Im Nordosten geht er in die Telemark-Formation über, im Südosten schließt sich die Kongsberg-Bamble-Formation an. Die bisherigen Bearbeitungen der regionalen Geologie Südnorwegens konzentrieren sich zum Überwiegenden Teil auf das Anorthositmassiv und die angrenzenden hochmetamorphen Serien des Rogaland (MICHOT, 1957, MICHOT 1961, TOBI 1965). Für die Gesteine des Rogalands (Abb. 1) liegen radioaktive Altersbestimmungen mit $1,4 \times 10^9$ Jahren vor (VERSTEEVE 1970). Der zentrale Teil des Gneiskomplexes, in welchem das Arbeitsgebiet liegt, wurde von den oben angeführten Autoren nicht näher behandelt. TOBI (1965) beschreibt die Gegend nördlich von Sira (Abb. 1) als Übergang von einer speziellen Granulitfazies (im Westen) zur Almandin-Amphibolitfazies (im Osten). Auch im Norden des Arbeitsgebietes nimmt der metamorphe Grad zu, so daß der nördliche Teil des südnorwegischen Gneiskomplexes hauptsächlich aus Granitgneisen und palingenen Graniten besteht (eigene Beobachtungen). Hier lagen offensichtlich weniger

trockene Bedingungen während der metamorphen Überprägung vor, als im Westen.

VI. Die Geschichte des Bergbaus und frühere Bearbeitungen

In den Archiven des Bergamtes für das Vestland in Oslo finden sich zahlreiche nicht publizierte Berichte über die Vorkommen im Flottorp-Gebiet. Es sind dies Berichte von PUNTERVOLD (1917), BUGGE, REITER & SMITH (1919), TIEDEMAND (1934), TIEDEMAND (1936), KRAGH WEHN (1937), CARSTENS & BJÖRLYKKE (1942), LONERGAN (1965), GEIS (1967), OGORELEC (1967) und GJELSVIK (1969). Darüberhinaus wurde vom Bergamt 1961 ein ebenfalls nicht publizierter Bericht über alle Molybdänvorkommen Südnorwegens angefertigt. Für die Möglichkeit in diese Berichte Einsicht nehmen zu können, bin ich dem Bergamt zu Dank verpflichtet.

Die Molybdänvorkommen des Flottorpgebietes sind etwa seit Ende des vorigen Jahrhunderts bekannt. Im Jahre 1905 wurden die ersten Schürfe auf Molybdänglanz angemeldet. Ab 1911 wurde an verschiedenen Stellen des Flottorp-Vaardal-Gebietes ein begrenzter Abbau durchgeführt. Aus dieser Zeit stammen eine Anzahl von Stollen, Schächten und Schürfgräben sowie eine Aufbereitungsanlage in Øvre Flottorp. Einer kurzen Blüte während des ersten Weltkrieges folgte 1919 die Einstellung des Abbaues auf Grund der stark gefallen Preise für Molybdän. Insgesamt wurden in dieser Zeit 78 456 t Roherz mit durchschnittlich 0,16 % MoS_2 gefördert und daraus etwa 37 t Konzentrat mit 70 % MoS_2 gewonnen. Dieses Konzentrat ent -

hielt jedoch so hohe Beimengungen von anderen Erzmineralien, daß es zum Teil vom Abnehmer in England zurückgewiesen wurde. Auch war die Ausbringungsrate der Aufbereitung offensichtlich recht niedrig, da die Sande des Schlammteiches noch sichtbare Gehalte an Molybdänglanz enthalten. In den Jahren 1940 bis 1942 wurden von den Raffinierungsverken A/S im Gebiet von nedre Flottorp und øvre Flottorp Kernbohrungen durchgeführt, welche im Werkslabor in Evje und zur Kontrolle auch im Chemischen Labor Heidenreich in Oslo quantitativ auf MoS_2 analysiert wurden. Es ergab sich ein Durchschnittsgehalt der vererzten Partien von 0,238 % MoS_2 (Evje) bzw. 0,258 % MoS_2 (Oslo), wobei besonders die Proben unter 0,2 % sehr große Unterschiede aufwiesen (0,07 % MoS_2 (Evje) gegenüber 0,13 % MoS_2 (Oslo)).

1965 führte die kanadische Gesellschaft Placer Management Ltd ein umfangreiches geochemisches Programm in Flottorp durch, dessen Ergebnisse allerdings nicht gerade zuversichtlich stimmten. Es muß berücksichtigt werden, daß dabei zum Teil auch die außerhalb der Erzzonen liegenden, unvererzten roten Granitgneise beprobt wurden und in die Durchschnittsbildung mit eingingen.

Ergebnisse:

øvre Flottorp		nedre Flottorp		
Guldsmedberg		Aasen	Ekreknuten	Fenklop
% MoS_2	0,037	0,095	0,078	0,075

In den Jahren 1966/67 untersuchte Christiania Spigerverk, Oslo die Vorkommen im Flottorp-Gebiet. Die Untersuchungen konzentrierten sich auf die alte Grube in övre Flottorp sowie den Aasen in nedre Flottorp.

Ergebnisse:

övre Flottorp			nedre Flottorp		
Guldsmedberg	alte Grube		Aasen		
Profil, 60 m	Profil, 20 m		Profil, 15 m	31 Schußproben	
% MoS ₂	% MoS ₂	% Cu	% MoS ₂	% MoS ₂	% Cu
0,035	0,105	0,10	0,49	0,56	0,11

BUGGE (1963) beschreibt die Vorkommen des Flottorp-Gebietes. Seine Angaben basieren im wesentlichen auf den Untersuchungen der Jahre 1940 - 42. Er bezeichnet die Erzzenen als Fahlbänder und erklärt die Vererzung als selektiv-metasomatische Verdrängungen.

ZEPPERNICK (1968) bearbeitete den nördlichen Teil des Flottorp-Gebietes petrographisch und tektonisch und fertigte eine geologische Karte im Maßstab 1 : 12 500 an. Nach dieser Arbeit werden im Flottorp-Gebiet generell zwei Gesteinsserien unterschieden: die Serie der Roten Gneise und die Serie der Grauen Gneise. Die Grauen Gneise teilt ZEPPERNICK (1968) in schlierigen Gneis und gemischten Biotithändergneis. Letzterer schließt auch Amphibolite ein. Die Roten Gneise variieren in ihrer Ausbildung von feinkörnigem Granitgneis bis zum Augengneis, wobei die Feldspäte stets zum überwiegenden Teil rosa gefärbt sind. Daneben treten untergeordnet helle Ganggesteine auf. Die tektonische Karte zeigt einen

großangelegten Sattel- Muldenbau mit ca. 10° bis 30° streichenden und etwa horizontal liegenden Achsen. Eine Reihe von Ost - West verlaufenden Störungen zerlegt das Gebiet in mehrere Blöcke. Die Gesteine wurden nach ZEPPERNICK (1968) ultrametamorph überprägt. Er nimmt als Ausgangsmaterial für die Roten Gneise Grauwacken, Arkosen und Sandsteine, für die Grauen Gneise Mergel und Tone und für die Amphibolite Vulkanite an. Die Vererzung mit Sulphiden ist nach ZEPPERNICK (1968) ausschließlich an die Grauen Gneise und Amphibolite gebunden. Daher nimmt er eine syngenetische Bildung der Erzvorkommen nach Art des Kupferschiefers an.

VII. Zur Geologie und Tektonik des Flottorp-Gebietes

Die von ZEPPERNICK (1968) erstellte Karte weist einige Unsicherheiten auf. Deshalb wurde speziell der Verlauf der grauen Gneise und Amphibolite in den Sommern 1972/73 neu aufgenommen. Nur diese Gesteine lassen nämlich den tektonischen Bau des Flottorp-Gebietes deutlich werden. Im Flottorp-Gebiet finden sich insgesamt vier erzführende graue Gneiszonen: die Kvaale-Verdalzone und die drei Flottorpzonen (s. Abb. 2). Daneben treten noch weitere kaum vererzte graue Gneise auf. Von diesen besitzt nur einer östlich von nedre Flottorp eine mit den vererzten Zonen vergleichbare Mächtigkeit, die anderen sind meist unter 1 m mächtig. Die drei Flottorpzonen sind ein und dasselbe Schichtpaket und bilden einen Sattel-Muldenkomplex mit flachliegenden, ca. 10° - 30° streichenden Achsen (s. Abb. 2 und Anlage 1). Die Achsen

selbst sind leicht gefaltet, so daß sich ihr Einfallen um $\pm 30^\circ$ zur Horizontalen ändern kann. Das Umbiegen des Sattels findet sich auf der Höhe des Svartafjells (Abb. 2). Die Sattelachse fällt flach nach Norden ein. Das Umbiegen der Mulde ist am Südende des Aasen in Gydalen zu beobachten und ist auch am gegenüberliegenden Talhang am Ekreknuten erkennbar (Abb. 2). Die Faltenachse fällt am Ekreknuten ebenfalls flach nach Norden ein. Es wird angenommen, daß die Muldenachse endgültig südlich des Fenklop ausstreicht, wo sie durch das Moor der Vaardalslaata überdeckt ist (Abb. 2). Die westliche Flanke dieses Sattel-Muldenkomplexes läßt sich über das Gydalen hinweg noch mehrere Kilometer verfolgen, wo sich bei Vaardal und Rebaasen noch einmal Konzentrationen von Molybdänglanz finden. Die Kvaale - Verdalzone läßt sich nicht über die Reichsstraße No 9 hinweg nach Süden verfolgen. Daher ist es nicht sicher, ob sie mit der Westflanke des Flottorpkomplexes zusammenhängt. Angesichts der großräumigen Faltung in diesem Gebiet erscheint es jedoch wahrscheinlich. Die zwischen den einzelnen grauen Gneiszonen liegenden roten Granitgneise lassen diesen Faltenbau nicht erkennen. Ihr "s" ist, soweit überhaupt erkennbar, strikt Nord - Süd gerichtet. Die grauen Gneisserien sind in sich mit ebenfalls $10^\circ - 30^\circ$ streichenden Achsen verfaltet. Dies läßt sich jedoch nur in denjenigen Gebieten erkennen, in denen zwischengeschaltete Amphibolite diese Faltung deutlich nachzeichnen. Das ist im Flottorp-Gebiet nur in der Kvaale-Verdalzone und im südlichen Teil des Aasen der Fall. (s. Anlage 1). In den übrigen Ge-

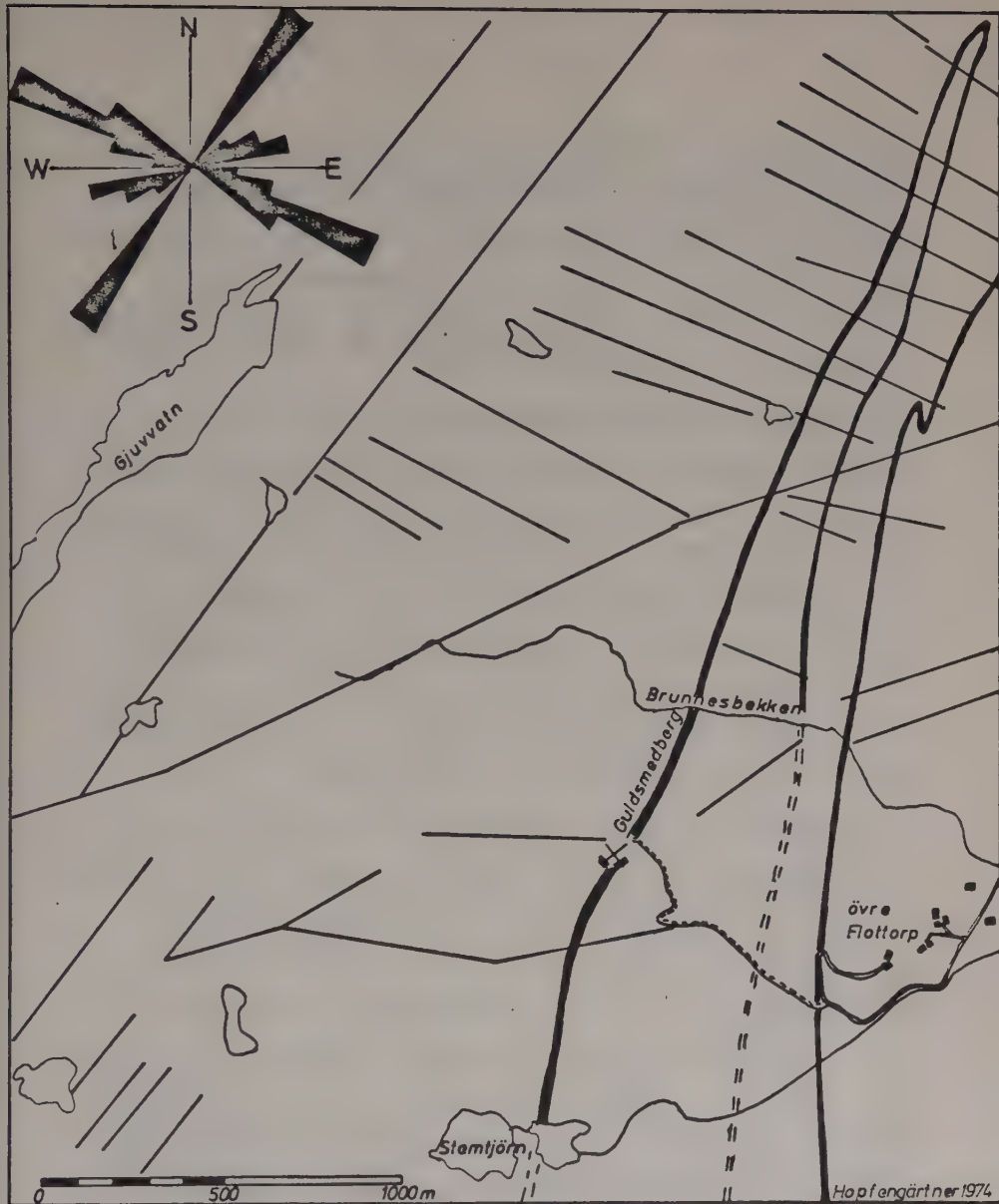


Abb.3

Photolineamentkarte des Gebietes von övre Flottorp.

— = Verlauf der mineralisierten Zone.

Hopfengärtner 1974

bieten fehlen die Amphibolite entweder vollkommen oder sie sind nur gering mächtig und halten nur über kurze Strecken aus. Diese Verfaltung der grauen Gneise sollte durch eine detaillierte Kartierung der Hauptlagerstättengebiete im Maßstab 1 : 500 und eine Neuafnahme der Kvaale-Verdalzone im Maßstab 1 : 15 000 geklärt werden.

Eine starke Bruchtektonik kennzeichnet das Flottorp-Gebiet. Um dieses zu verdeutlichen, wurde für das Gebiet von övre Flottorp eine Photolineamentkarte gezeichnet. Das Gebiet von övre Flottorp war dafür am besten geeignet, da es sehr gut aufgeschlossen ist (Abb. 3). Die beiden in der Richtungsrose dominierenden Richtungen entsprechen einer ac- bzw. bc-Klüftung. Die ac-Richtung ($110^{\circ} - 120^{\circ}$) wird durch reine Dehnungsbrüche gebildet, Verwerfungen wurden nie beobachtet. Die Klüfte in bc-Richtung ($30^{\circ} - 40^{\circ}$) sind sowohl im Gelände als auch im Luftbild sehr deutlich und über lange Strecken zu verfolgen. Da diese Klüfte parallel zum Streichen verlaufen, konnten eventuelle Verwerfungen an ihnen nicht beobachtet werden. Das kleine Maximum der Richtungsrose bei $70^{\circ} - 80^{\circ}$ repräsentiert eine großtektonische Richtung. In dieser Richtung verlaufen mehrere Täler in der näheren und weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes. An dieser Richtung wurden an verschiedenen Stellen kleinere Versetzungen festgestellt. Diese überschreiten jedoch selten einen Betrag von 10 m. Die einzige Störung mit einem größeren Versetzungsbetrag (ca. 500 m) versetzt die grauen Gneise der Kvaale-Verdalzone westlich des Eptevatn

in NW-SE-Richtung (s. Abb. 2 und Anlage 1 + 2). Diese Störung ist im Gegensatz zu den reinen Brüchen im Gelände und Luftbild wenig markant.

VIII. Zur Geologie des Lagerstättengebietes

1. Aasen (Anlage 3)

Das Gebiet des Aasen in nedre Flottorp ist durch frühere Prospektionsarbeiten gut aufgeschossen. Die vererzte Zone der grauen Gneise formt eine steilstehende Mulde mit steil nach Westen einfallender, überkippter westlicher Flanke. Die östliche Flanke fällt etwas flacher nach Westen ein. Die westliche Flanke ist nur ca. 2 - 5 m mächtig, kaum verfaultet und nur an einigen Stellen sichtbar vererzt. Die Vererzung der Muldensohle und der östlichen Flanke ist deutlich sichtbar. Die östliche Flanke ist stark jalousieartig verfaultet und täuscht so eine größere Mächtigkeit vor. Die Faltenachsen dieser Kleinfalten entsprechen mit flachem nördlichem Einfallen der Muldenachse. Im Liegenden der grauen Gneise findet sich ein Amphibolit, der in seiner Mächtigkeit stark wechselt. Während er an den Flanken maximal 1 m Mächtigkeit erreicht, wird er im Bereich der Muldensohle bis zu 4 m mächtig. Dies ist durch eine teilweise Mobilisation der Amphibolite bei der Faltung zu erklären: die Amphibolite in den Flanken wurden ausgepreßt und konzentrierten sich in den Scheiteln der Falten. Die westliche Flanke läßt sich nach Norden über längere Strecken verfolgen, behält aber ihre geringe Mächtigkeit bei.

Die östliche Flanke verschwindet nördlich des Aasengipfels unter der Überdeckung. Ungefähr 500 m - 700 m nördlich davon taucht sie jedoch stellenweise wieder auf. Hier finden sich besonders im Bereich der Flogbrotkeii (Anlage 2) reich mit Molybdänglanz und Kupferkies vererzte Partien.

2. Ekreknuten, Fenklop (Anlage 4 und 5)

Das Gebiet Ekreknuten Fenklop liegt in nedre Flottorp am südlichen Talhang des Gydalen (Abb. 2). Es bildet die südliche Fortsetzung der Aasenmulde und liegt dieser leicht versetzt gegenüber. Der Talhang des Gydalen ist schlecht aufgeschlossen. Am Ekreknuten und im Fenklop gibt es jedoch zahlreiche künstliche Aufschlüsse. Die Schichten bilden am Ekreknuten eine flache Mulde mit flach nach Norden einfallender Achse. Der unter den grauen Gneisen anstehende Amphibolit ist über weite Strecken von Weideland überdeckt. Er dürfte dem Amphibolit der Aasenmulde entsprechen.

Im Fenklop sind im Bereich der Schurfgräben und Sprenglöcher flachliegende Schichten der grauen Gneise aufgeschlossen. Diese stellen die obersten vererzten Schichten der grauen Gneise dar. In diese eingeschaltet liegt eine 30 cm mächtige Quarzlage mit reicher Molybdänglanzführung (6,0 % MoS_2). Die im Fenklop anstehenden Schichten bilden die leicht aufgewölbte Sohle der Mulde. Die Flanken der Mulde sind westlich und östlich des Fenklop an einigen Stellen aufgeschlossen.

Südlich des großen Hochmoors der Vaardalslaata (Abb. 2) wurden keine grauen Gneise und keine Vererzung mit MoS_2 mehr gefunden. Daher wird angenommen, daß sich die Mulde endgültig im Bereich der Vaardalslaata schließt.

Nordöstlich des Fenklop wurde in der östlichen Flanke der Mulde eine ca. 10 m lange und 2 m mächtige Linse eines sehr dunklen Gesteins gefunden, welches reichlich Granat und Pyroxen führt. Die Entstehung dieses im Flottorp-Gebiet einmaligen Gesteins konnte bis jetzt nicht geklärt werden.

3. Guldsmedberg (Anlage 6)

Das Gebiet des Guldsmedberg (Abb. 2 und 3) liegt nördlich der alten Grube von Övre Flottorp und erstreckt sich von deren Eingang ca. 350 m nach Norden. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Gebieten, welche zum mittleren und östlichen Teil der großen S-förmigen Falte gehören, ist der Guldsmedberg ein Teil der westlichen Flanke. Die Schichten fallen steil nach Osten oder Westen ein. Die Serie der grauen Gneise ist im Guldsmedberg isoklinal in sich verfaltet, so daß de facto eine Mächtigkeit der grauen Gneise von 30 - 40 m vorhanden ist. Einzelne Lagen der roten Gneise sind zwischengeschaltet. Die Achsen der Isoklinalfalten streichen schichtparallel und liegen etwa horizontal. Nördlich des Guldsmedberg streichen einige der Achsen aus, so daß die Mächtigkeit der grauen Gneise abrupt abnimmt. Hier finden sich nur noch einige, wenige Meter mächtige Bänder auf einer Breite von ca. 10 - 15 m. Die in nedre Flottorp so häufigen und den Faltenbau verdeutlichenden Amphibolite fehlen am Guldsmedberg fast völlig. Dadurch ist es außerordentlich schwierig, den Faltenbau eindeutig zu klären. BUGGE (1963) und ZEPPERNICK (1968) versuchten aus den Profilen von sechs fächerförmig im Bereich der alten Grube nieder-

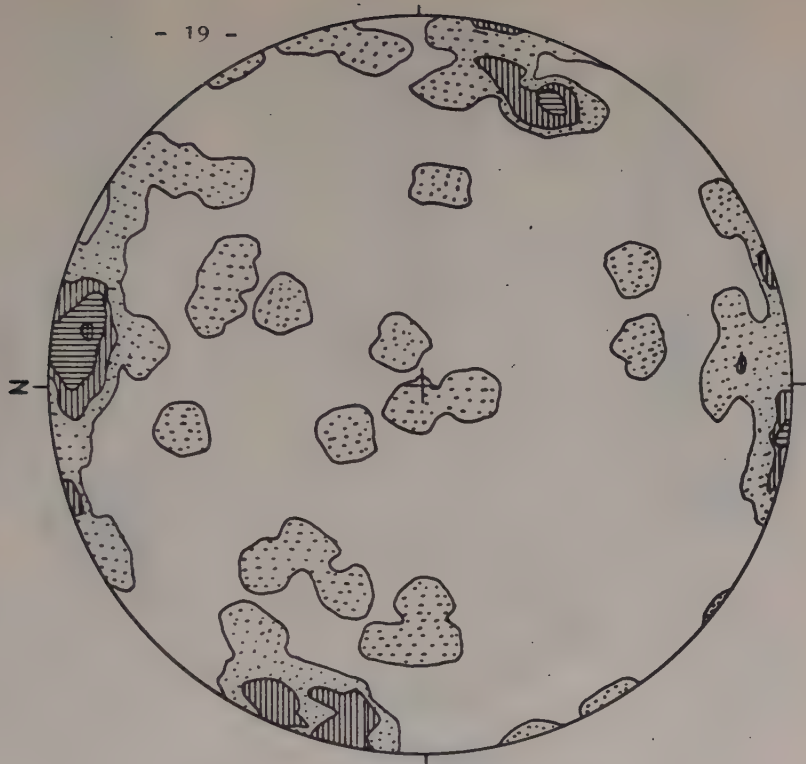
gebrachten Bohrungen, den Faltenbau im Bereich der alten Grube zu klären und konstruierten eine S-förmige Faltung mit schichtparallelen, horizontalen Achsen.

Die Vererzung nimmt im Guldsmesberg nach Norden hin schnell ab. Nördlich des Guldsmesberg ist auf Grund der geringen Mächtigkeit der grauen Gneise mit einer bauwürdigen Vererzung nicht mehr zu rechnen. Das nach Süden anschließende Gebiet in welchem die alte Grube liegt, zeigt teilweise recht deutliche Vererzung (0,12 % MoS_2 und 0,1 % Cu über 20 m Mächtigkeit. Vgl. S. 56). Die schlechten Aufschlußverhältnisse und die fehlende Kartengrundlage ließen jedoch eine Detailkartierung dieses Gebietes nicht zu.

4. Zur Tektonik des Lagerstättengebietes

Die gemessenen "s"-Flächen und Faltenachsen stammen nahezu ausschließlich aus der Serie der grauen Gneise. In der Serie der roten Granitgneise sind "s"-Flächen nur schwer und B-Achsen überhaupt nicht meßbar. Zudem stimmen die "s"-Flächen der roten Granitgneise speziell im Bereich der Falten nicht mit denen der grauen Gneise überein.

Die "s"-Flächenpoldiagramme des Aasen (Abb. 4 a) und des Ekreknoten-Fenklop (Abb. 5 a) zeigen deutlich den Muldenbau in diesem Gebiet. Während im Aasen die gesamte Mulde mitsamt beiden steilstehenden Flanken erfaßt werden konnte, ist im Bereich des Ekreknoten-Fenklop nur der flachliegende mittlere Teil der Mulde aufgeschlossen. Die gemessenen B-Achsen sind zum überwiegenden Teil Kleinfaltenachsen. Daher weichen sie etwas von den ermittelten π -Polen ab.



Aasen
160 Kluftflächen
1 - 5 - 10 - 15 %

Abb. 4b



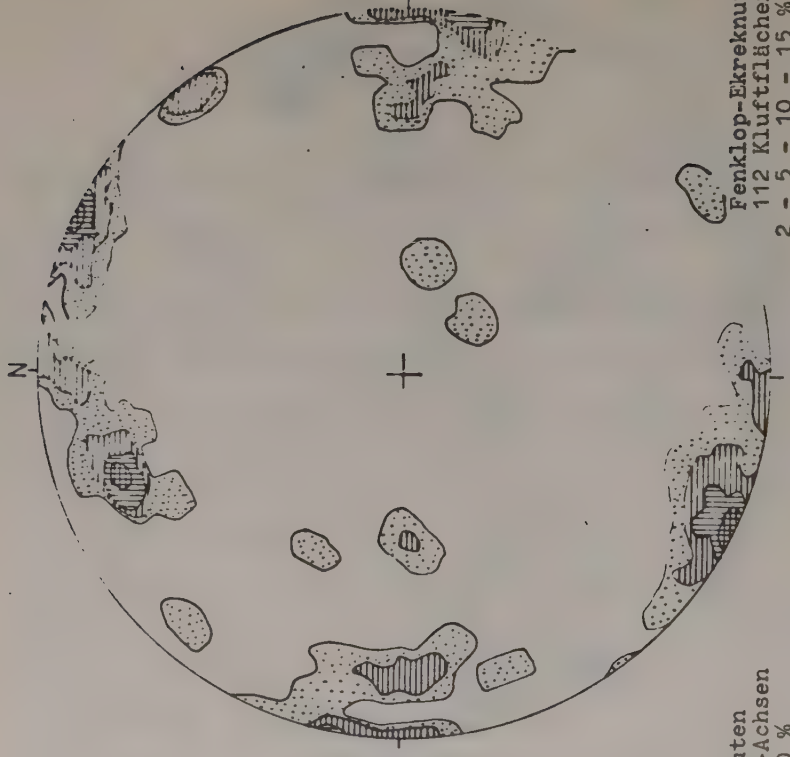
Aasen
147 s-Flächen, 20 B-Achsen
1 - 3 - 5 - 10 %

Abb. 4a



Fenklop - Ekreknuten
74 s-Flächen, 7 B-Achsen
2 - 10 - 20 - 30 %

Abb. 5a



Fenklop-Ekreknuten
112 Kluftflächen.
2 - 5 - 10 - 15 %

Abb. 5b

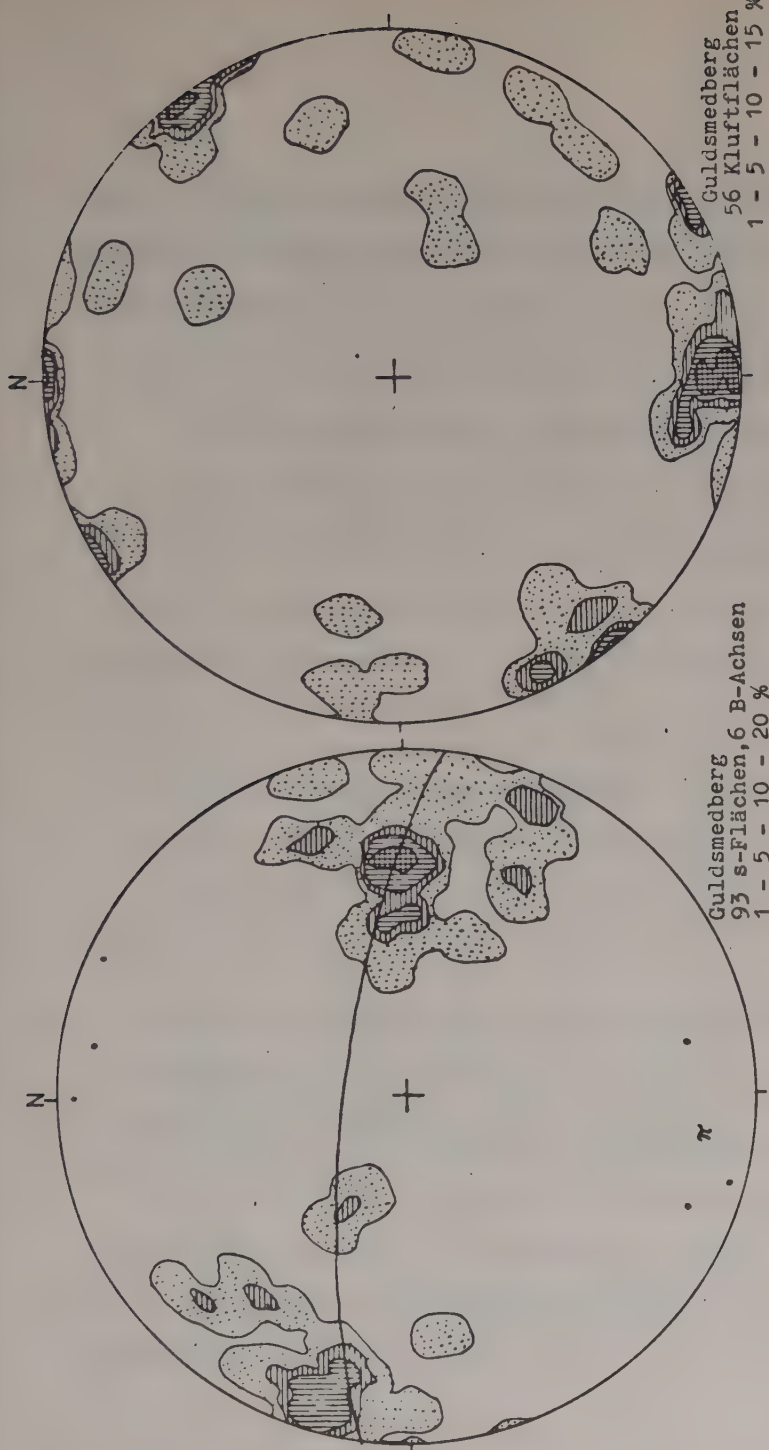


Abb. 6b

Abb. 6a

Die grobe Richtung und das flache Einfallen haben sie jedoch mit den Achsen der Großfalten gemeinsam. Die Streuung der B-Achsen und die Auslängung der "s"-Flächenmaxima in b-Richtung weisen auf eine spätere wellenförmige Faltung senkrecht zu b hin. Dies konnte auch im Gelände am Auf- und Abtauchen der Großfaltenachse beobachtet werden. Das Flächenpoldiagramm der Klüfte des Aasen (Abb. 4 b) weist zwei Hauptmaxima und mehrere Nebenmaxima auf. Nimmt man für die a- und b-Achse eine $\pm$ horizontale Raumlage an, was angesichts der flachliegenden Faltenachsen und der symmetrischen Anordnung der "s"-Flächenmaxima zulässig erscheint, so entsprechen die Kluftflächenmaxima bei 10/80 bzw. 190/90 ac-Klüften, die Maxima bei 115/75 bzw. 280/80 bc-Klüften. Die Nebenmaxima lassen sich den Scherklüften zuordnen. Die Maxima bei 100/55 bzw. 270/45 entsprechen h01-Flächen, die Maxima bei 30/50 und 160/60 (?) Okl- und die Maxima bei 60/90 und 150/90 hk0-Flächen (ADLER et al. 1965).

Das Kluftflächenpoldiagramm des Ekreknotens-Fenklop (Abb. 5 b) zeigt nur Quer- (ac) und Längsklüfte (bc) deutlich. Die Nebenmaxima lassen sich nicht eindeutig zuordnen. Das "s"-Flächenpoldiagramm des Guldsmesberg (Abb. 6 a) zeigt steilstehende Schichten mit 2 ausgeprägten Maxima bei 90/60 und 105/80. Die Auslängung der "s"-Flächenmaxima und die Streuung der B-Achsen infolge späterer Querfaltung ist auch in diesem Diagramm zu erkennen. Das Kluftflächenpoldiagramm

(Abb. 6 b) zeigt gut ausgeprägte Maxima der ac- und hk0-Klüfte. Die bc-, h0l- und Okl-Klüfte sind weniger gut ausgeprägt.

IX. Petrographie

1. Die grauen Gneise

a) Makroskopische Beschreibung

In frischen Handstücken, z. B. aus Sprenglöchern jüngerer Datums, sind die grauen Gneise hellgrau bis mittelgrau. Unter dem Einfluß der Verwitterung nehmen sie jedoch sehr schnell eine gelbliche Tönung an. Diese Verfärbung zeigen bereits Proben aus den Sprenglöchern von 1965 - 67. In den grauen Gneisen sind die Mafite, im wesentlichen Biotit, meist lagen- oder schlierenförmig angeordnet. Daneben sind jedoch auch feinkörnige mafische Minerale gleichmäßig im Gestein verteilt. Die hellen Partien in den grauen Gneisen bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat. Letzterer ist zum Überwiegenden Teil weiß bis hellgrau gefärbt. Nur in wenigen Handstücken konnten einzelne größere blaßrosa gefärbte Feldspatblasten beobachtet werden. Schon makroskopisch läßt sich feststellen, daß die Erzminerale in den biotitreichen Partien der grauen Gneise angereichert sind. Die Korngröße ändert sich im Handstückbereich sehr stark von feinkörnig bis fast pegmatitisch.

Im Gefüge unterscheiden sich die grauen Gneise wesentlich von den später beschriebenen roten Granitgneisen. Die grauen Gneise weisen stets ein meist recht gut ausgeprägtes "s" auf. Falten und Kleinfältelung sind erkennbar und meist auch einmeßbar. An einigen Stellen geht die Kleinfältelung in eine Fließfaltung über (Abb. 7).

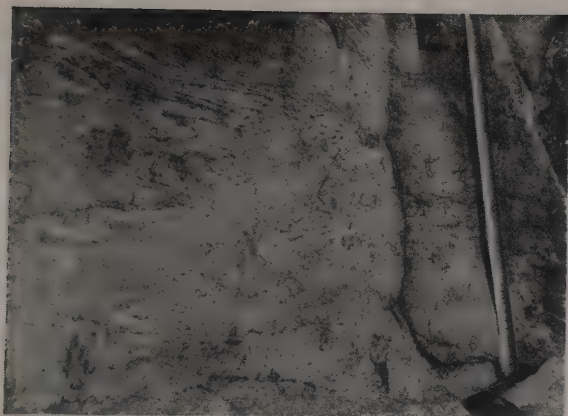


Abb. 7

Fließfaltung der grauen Gneise, Aasen, nedre Flottorp.

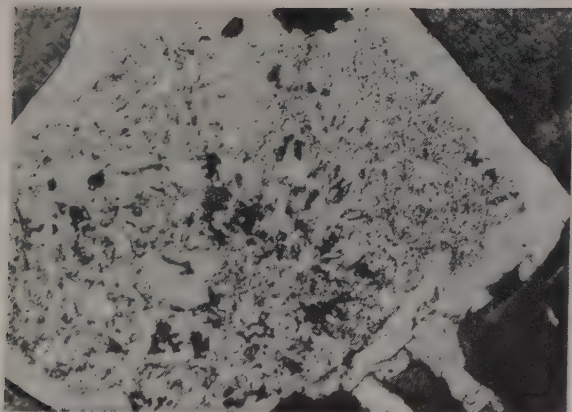


Abb. 8

Plagioklaskorn, welches im Kern bevorzugt saussuritisiert wird. (Gefüllter Feldspat). Vergrößerung 80 X, N +.

b) Mikroskopische Untersuchung (Durchlicht)

Quarz ist in den grauen Gneisen immer reichlich enthalten. Die Quarzgehalte schwanken von 16 % - 75 % mit einem Mittelwert bei etwa 40 %. Größtenteils liegt Quarz in großen (bis 1 cm) fleckig bis undulös auslöschenden, lappig begrenzten Körnern vor. Einschlüsse von Erzmineralien, Biotit oder Feldspatkörnern in den größeren Quarzkörnern sind nicht selten. Außerdem tritt Quarz auch in kleineren, mehr oder weniger rundlichen Körnern und Tröpfchen auf.

Kalifeldspat (0 - 58 %, Mittelwert ca. 20 %) zeigt stets eine mehr oder weniger ausgeprägte Mikroklingitterung und ist in den meisten Fällen gut erhalten. Recht häufig sind Perthitentmischungen in den verschiedensten Ausbildungen. Es finden sich Faden-, Ader- und Fleckenperthite und gelegentlich auch Cleavelandite.

Die Plagioklase sind weit stärker korrodiert als die Kalifeldspäte und zeigen besonders in den Kernen eine vollständige Saussuritisierung (Abb. 8). Der Anorthitgehalt der Plagioklase in den grauen Gneisen liegt zwischen An 20 und An 25. In den Schliffen aus dem Gebiet von nedre Flottorp überwiegt in etwa 80 % der Schliffe Plagioklas (6 - 60 %, MW ca. 30 %), während in den Schliffen aus övre Flottorp Kalifeldspat vorherrscht (Plagioklasgehalt 13 - 37 %, MW ca. 25 %). Die Plagioklase sind fast immer nach dem Albitgesetz, häufig jedoch auch außerdem nach dem Periklingesetz verzwillingt. Gelegentlich wurden Antiperthite beobachtet.

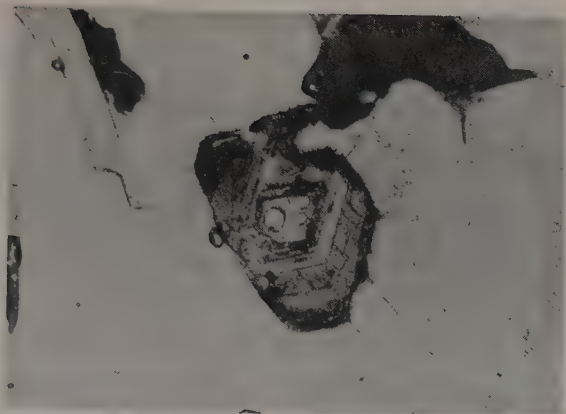
Biotit liegt in meist idiomorpher bis hypidiomorpher Form in Mengen bis zu 11 % vor. Seine Einregelung ist sehr gut. Querliegende Biotite sind selten. Manchmal ist eine beginnende Chloritisierung an den Rändern der Biotite zu beobachten. Einschlüsse im Biotit sind häufig, wobei Zirkon starke pleochroitische Höfe verursacht. Untergeordnet (bis 8 %) tritt in den grauen Gneisen Amphibol auf. Er zeigt eine blaßbraune bis grünlichbraune Färbung. Die Achsenwinkel $2v_x$ wurden mit 76° bis 88° gemessen, die Auslöschungsschiefe beträgt 10° bis 15° . Danach handelt es sich um gemeine oder grüne Hornblende. Auch an den Hornblenden ist eine beginnende Chloritisierung zu beobachten. Einschlüsse in den Hornblenden sind Zirkon, Apatit und Erzminerale. Zirkon verursacht stark pleochroitische Höfe. Schwach pleochroitische Höfe konnten gelegentlich um die Apatiteinschlüsse beobachtet werden.

Alle Schiffe der grauen Gneise enthalten opake Mineralien. Der Durchschnittsgehalt an opaken Mineralien liegt bei ca. 5 %, der Maximalgehalt bei 15 %. Im Durchlicht konnte nur Molybdänglanz auf Grund seiner charakteristischen Kornformen einigermaßen sicher erkannt werden. Die opaken Mineralien werden in einem gesonderten Kapitel beschrieben. Unter den Akzessorien herrscht Apatit in kleinen idiomorphen Körnern vor. Zirkon ist in idiomorphen Körnern reichlich vertreten. An manchen Zirkonen konnte zonares Wachstum beobachtet werden. Karbonat findet sich bevorzugt in der Nachbarschaft von Erzkörnern.

Die Orthite bilden bis zu mehreren Millimeter große gerundete Körner mit blaßbrauner bis dunkelbrauner Farbe. An manchen Orthiten ist die durch radioaktiven Zerfall verursachte Gitterzerstörung weit fortgeschritten. Die dabei entstehende Volumenvergrößerung verursachte einen Kranz von Rissen und Sprüngen um die Orthite. (Abb. 9). Bei der Zersetzung der Plagioklase entstehen Zoisit und Hellglimmer. Bisweilen finden sich Spaltrisse, welche mit Epidot gefüllt sind. Vereinzelt wurde Titanit als dünner Saum um Erzkörner beobachtet. Wie die erzmikroskopische Untersuchung zeigte, handelt es sich bei diesen Erzkörnern meist um Titanomagnetit. Einmal wurden auch hypidiomorphe Titanitkristalle im Biotit gefunden. In einem Schliff wurden kleine idiomorphe tiefviolette Flußspatkristalle beobachtet. Das Gefüge der grauen Gneise ist durch die stark wechselnde Korngröße und die starke Differenzierung sehr uneinheitlich. In den hellen Partien überwiegt ein granoblastisches Quarz-Feldspatpflaster mit einzelnen nicht eingeregelter Mafitkörnern. In den dunklen Partien dagegen beherrschen gut eingeregelter Biotite und Amphibole das Schliffbild.

Schl.Nr.	Qz	Plg _{An}	Kf	Bio	Amph	opak Ant	Akz
F 2	33,2	55,4 ₂₅	-	3,0	3,0	4,2	1,2
E 1	16,6	28,8 ₂₅	46,8	7,0	-	0,4	0,4
A 10	32,8	14,4 ₂₀	47,4	1,0	-	4,4	-
G 2	23,2	13,8 ₂₀	58,0	1,2	-	2,6	1,2
Akz.: Apatit, Zirkon, Epidot, Orthit, Zoisit, Chlorit, Muskovit, Titanit, Karbonat, Flußpat.							

Tabelle A: Quantitativer Mineralbestand der grauen Gneise (in Vol.%)



- Abb. 9

Zonar gebauter Orthit mit charakteristischen radialen Sprenggrissen. Vergr. 80 X, N //.

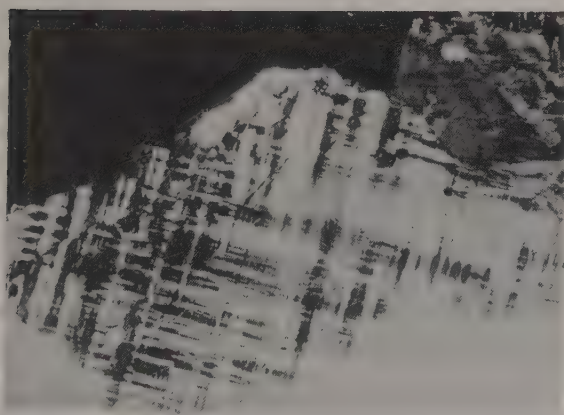


Abb. 10

Mikroklin mit feiner Gitterung im Kern und grober Gitterung am Rand. Vergr. 20 X, N +.

2. Die roten Granitgneise

a) Makroskopische Beschreibung

Die roten Granitgneise stellen im Flottorp-Gebiet die mit Abstand überwiegende Masse der Gesteine. Sie sind viel einheitlicher ausgebildet, als die grauen Gneise. Sie variieren in ihrer Ausbildung von reichlich Biotit-führenden rosa Gneisen mit deutlichem "s" bis hin zu Biotit-freien, richtungslosen Graniten. Typisches Kennzeichen der roten Granitgneise sind rosa Feldspatblasten, deren Korngröße die der anderen Mineralien übertrifft. Im Gegensatz zu den grauen Gneisen sind die roten Granitgneise sehr widerstandsfähig gegen die Verwitterung. Falls Mafite im Gestein vorhanden, sind sie gleichmäßig im Gestein verteilt. Lagige Anreicherungen wie in den grauen Gneisen sind selten. Gelegentlich finden sich 10 - 20 cm mächtige Bänder des grauen Gneises im roten Granitgneis.

b) Mikroskopische Untersuchung (Durchlicht)

Quarz bildet kleine bis mittelgroße Körner (0,5 - 4 mm), welche lappig begrenzt sind und feldernd auslöschen. Zahlreiche Risse in ihnen sind mit Hellglimmer verheilt. Nahezu alle anderen Gesteinskomponenten finden sich als Einschlüsse im Quarz. Alle Kalifeldspäte zeigen eine Mikroklingitterung, welche in kleineren Körnern meist scharf ausgeprägt, in größeren Blasten mehr oder weniger verwaschen ist. In einigen größeren Blasten wurde ein leichter Zonarbau beobachtet, wobei der Rand eine grobe, der Kern eine feinere Mikroklingitterung zeigte. (Abb. 10). Der Kalifeldspat zeigt wenig Korrosion.

Nur gelegentlich findet man leicht getrübbte Stellen. Stets finden sich Perthitentmischungen, welche meist lanzettförmige, manchmal jedoch auch fleckenförmige Gestalt haben (Abb. 12). Die fleckenförmigen Perthitentmischungen zeigen Albitverzwillingung (Claevelandit). An den Kreuzungspunkten zwischen Perthitlamellen und Spaltrissen bilden sich häufig Verdickungen der Perthitlamellen.

Plagioklas ist stets kräftig korrodiert, wobei die Kerne bevorzugt werden. Es handelt sich hierbei um eine Saussuritisierung, welche die An-reicheren Kerne bevorzugt. Gelegentlich findet man auch eine selektive Umwandlung einer Schar von Albitlamellen (Abb. 11). In den roten Granitgneisen herrscht einfache Verzwillingung nach dem Albit- oder Periklingesetz vor. Gelegentlich tritt zusätzlich Karlsbader Verzwillingung auf. Kombinierte Albit-Periklin-Zwillinge sind in den roten Granitgneisen selten. In einer Anzahl von Plagioklaskörnern finden sich fleckenförmige Antiperthitentmischungen, die deutliche Mikroklingitterung zeigen. Nach den gemessenen An-Werten (20 - 23) ist der Plagioklas der roten Granitgneise ein Oligoklas. Häufig sind Myrmekitbildungen zwischen Plagioklas und Quarz zu beobachten (Abb. 13). Die Myrmekitquarze eines Plagioklaskornes zeigen eine einheitliche optische Orientierung. Biotit ist in kleinen bis mittelgroßen Scheiten (0,5 - 3 mm) in den meisten Schliffen verbreitet, ohne eine deutliche Einregelung zu zeigen. Die Umwandlung der Biotite zu grünlichem bis fast farblosem Chlorit ist weit fortgeschritten.

Zum Teil sind Biotite von neugebildetem Muskovit verdrängt. Zahlreiche Einschlüsse von Zirkon und gelegentlich Orthit bilden pleochroitische Höfe im Biotit. Daneben findet man häufig Apatit als Einschuß im Biotit. Vereinzelt sind Biotite verbogen oder zerbrochen, wobei die Chloritisierung besonders dieser beanspruchten Stellen stark ist.

Wie schon in den grauen Gneisen ist auch in den roten Granitgneisen Apatit in idiomorphen Körnern und Nadeln häufig. Die Gehalte an opaken Mineralien liegen stets unter 1 %. An Erzminerale sind Titanomagnetit, Ilmenit und gelegentlich etwas Pyrit zu finden. Die Zirkone sind stets gerundet und mehr oder weniger stark gefärbt. Teilweise zeigen die Zirkone Zonarbau. Orthit tritt nur gelegentlich auf und bildet gerundete Körner von ca. 1 mm Durchmesser. Die Gitterzerstörung durch radioaktiven Zerfall ist noch weiter fortgeschritten, als in den grauen Gneisen. Als weitere Akzessorien finden sich Zoisit, Muskovit, Karbonat und Chlorit. Epidot bildet jüngere Rißfüllungen.

Schl. Nr.	Qz	Plg _{An}	Kf	Bio	opak Ant	Akz
F 14	24,0	32,0 ₂₀	38,6	4,8	0,4	+
E 5	31,0	42,4 ₂₂	22,8	3,6	+	+
A 16	13,0	13,0 ₂₀	68,2	5,3	0,6	+
G 9	15,4	50,4 ₂₀	30,0	4,0	+	0,2
Akz.: Apatit, Zirkon, Orthit, Epidot, Zoisit, Muskovit, Chlorit, Karbonat.						

Tabelle B: Quantitativer Mineralbestand der roten Granitgneise (in Vol.%).

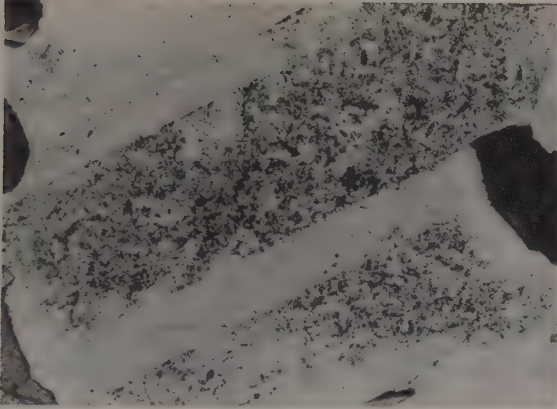


Abb. 11

Selektive Saussuritisierung einer Schar von Albit-lamellen in einem Plagioklas. Vergr. 80 X, N +.

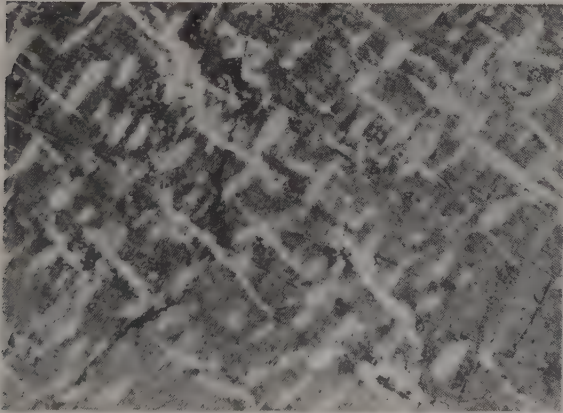


Abb. 12

Kalifeldspat mit ader-und fleckenförmigen Perthit-entmischungen. Die fleckenförmigen Perthitentmischungs-körper sind saussuritisiert. Vergr. 80 X, N +.

3. Die Amphibolite

a) Makroskopische Beschreibung

Amphibolite größerer Mächtigkeit sind im Kartierungsgebiet selten. Zumeist liegt eine Wechsellagerung von Amphibolit- und Gneisbändern vor. Die Mächtigkeit dieser Bänder überschreitet selten 0,5 m. Auch die im Dünnschliff erfaßten Bereiche bestehen oft nur teilweise aus dünnsten Amphibolitlagen. Im Bereich von övre Flottorp sind Amphibolite selten. Ihre Mächtigkeit liegt im Dezimeterbereich. In der Muldenzone von nedre Flottorp sind sie wesentlich häufiger und mächtiger (mehrere Meter). Im Handstück sind die Amphibolite fast schwarz, mittelkörnig und zeigen ein nur schwach ausgeprägtes "s". In Zonen starker Verwitterung ändert sich die Gesteinsfarbe ins grünlische, was durch die Chloritisierung der Biotite und Amphibole hervorgerufen wird. Die sichtbare Vererzung mit Molybdänglanz, Kupferkies und Pyrit sitzt meist am Kontakt zu den hellen Zwischenlagen. In dichten dunklen Amphiboliten ist eine Vererzung selten sichtbar. Die Amphibolite sind nicht sehr horizontbeständig. Im Bereich eines Faltenscheitels erreichen sie ihre größte Mächtigkeit, dünnen dann aber in den Flanken der Falte schnell aus und verschwinden oft vollkommen. An der Straße zwischen Ekreknuten und Fenklop wurde eine abgescherte Falte im Amphibolit beobachtet (Abb. 14).

b) Mikroskopische Untersuchung (Durchlicht)

Plagioklas liegt in rundlichen bis lappigen Körnern vor, die nur an Rissen eine geringfügige Versetzung zeigen. Die Anorthitgehalte sind mit An 25 bis An 35 höher als in den anderen

Gesteinen (An 20 - An 25). Es liegen Zwillinge nach Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz vor. Meist sind die Zwillinglamellen breiter als in den anderen Gesteinen. Kleine runde, unverzwilligte Plagioklaskörner finden sich als Einschlüsse in den Amphibolen.

Die mittelgroßen (1 - 3 mm) hypidiomorphen Amphibole sind hellbraun (x), sattgrün (y) und tiefolivgrün (z). Die gemessenen Achsenwinkel 2 vx betragen 76° - 88° , die Auslöschungsschiefe 8° - 15° . Danach handelt es sich um eine tschermakitische, eisenreiche Hornblende (TRÜGER 1967).

Normalerweise liegen die Amphibole frisch vor, nur in einem Schliff (E 2) sind sie zum größten Teil in Chlorit umgewandelt. Die Gehalte an Biotit in den Amphiboliten schwanken stark (1 - 38 %). Die Biotite sind zusammen mit den Amphibolen eingeregelt und oft eng mit diesen verwachsen. Meist sind sie idiomorph ausgebildet. Sowohl Biotit als auch Amphibol enthalten häufig Einschlüsse von Apatit, Zirkon und Orthit. Die beiden letzteren bilden pleochroitische Höfe, welche im Biotit kräftiger sind als im Amphibol.

Die Quarzgehalte stammen aus den hellen Zwischenlagen, welche in ihrer Zusammensetzung den grauen Gneisen entsprechen, zum Teil aber auch fast reine Quarzlagen sind.

Die opaken Mineralien in den Amphiboliten (bis 10 %) sind weitgehend die gleichen wie in den grauen Gneisen. Sie werden zusammen mit diesen behandelt.

Schl. Nr.	Qz	Plg _{An}	Bio	Amph	opak Ant	Akz
E 6	+	29,2 ₃₀	1,0	66,0	1,2	+
A 4	19,0	9,0 ₂₅	38,0	43,4	9,6	1,0
A 5	5,2	35,6 ₃₅	18,6	36,4	4,0	0,2
A 9	1,6	39,2 ₃₀	12,6	42,0	2,6	+
Akz.: Apatit, Zirkon, Orthit, Karbonat, Chlorit,						

Tabelle C: Quantitativer Mineralbestand der Amphibolite (in Vol.%)

4. Granat-Pyroxen-Biotitfels

a) Makroskopische Beschreibung

Im Osten des Fenklop in nedre Flottorp (Abb. 2) tritt eine Linse von ca. 10 m Länge und ca. 2 m Mächtigkeit eines Gesteinstyps auf, der im Flottorp-Gebiet nur an dieser Stelle gefunden wurde. Dieses Gestein ist sehr dunkel und scheint hauptsächlich aus Biotit und Feldspat mit ca. 5 mm großen eingesprengten Granaten zu bestehen. Eine Einregelung des Biotits ist nicht zu erkennen.

b) Mikroskopische Untersuchung (Durchlicht)

Beim Sägen der Handstücke konnte beobachtet werden, daß im Handstückbereich sich granatfreie mit granatreichen Lagen abwechseln. Unter dem Mikroskop wurde festgestellt, daß die granatfreien Lagen reichlich Pyroxen und wenig Biotit enthalten, die granatreichen Lagen dagegen viel Biotit und keinen Pyroxen. Quarz wurde in diesem Gestein nur als Einschluß im Granat gefunden.

Die Plagioklase liegen als Andesin mit einer Zusammensetzung von An 40/ Ab 60 vor und haben rundliche, kaum verzahnte Kornformen. Es treten Karlsbader-, Albit- und Periklinzwillinge auf.

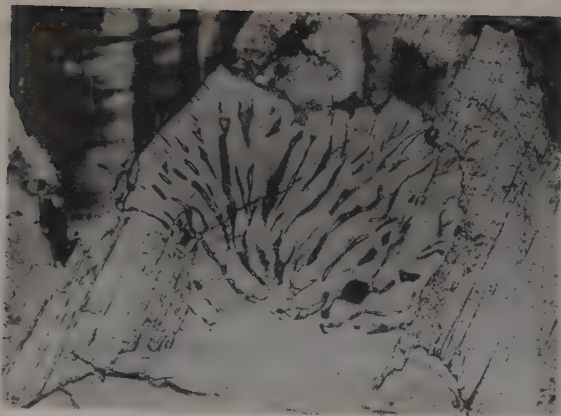


Abb. 13

Myrmekit: Plagioklas mit wurmförmigen Einlagerungen von Quarz. Vergr. 80 X, N +.

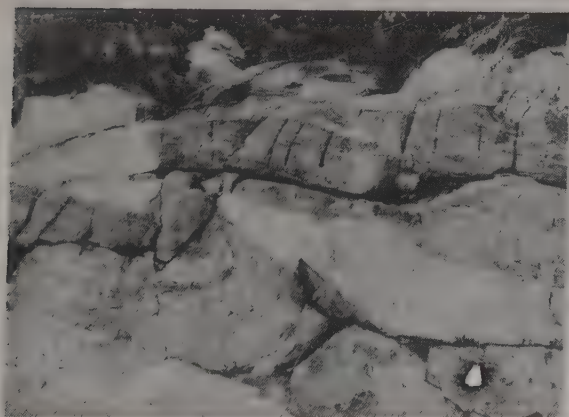


Abb. 14

Abgescherte Falte im Amphibolit, Fenklop, nedre Flottorp.

Die Albitlamellen sind meist grob und etwas verwaschen, die Periklinlamellen fein und scharf.

Biotit bildet große (bis 3 mm) idiomorphe Scheite und zeigt auch unter dem Mikroskop keine Einregelung. Er ist sehr kräftig gefärbt und zeigt keine Verwitterungserscheinungen. Einige Biotite enthalten dünne, tiefrot durchscheinende Lamellen von vermutlich Rutil, welcher bei der Chloritisierung von titanhaltigem Biotit ausgeschieden wird (TRÜGER 1967).

Der in hypidiomorphen kleinen (bis 0,5 mm) Körnern vorliegenden Pyroxen ist leicht pleochroitisch von blaßrosa nach blaßgraugrün und zeigt gerade Auslöschung. Typische Pyroxenkopfbilder fehlen, dagegen sind die meisten Körner unregelmäßig kataklastisch zerbrochen. Eine eindeutige Bestimmung des Achsenwinkels konnte nicht erreicht werden. Auf Grund der geraden Auslöschung und des Pleochroismus wird angenommen, daß es sich um Hypersthen handelt. In den granatfreien Partien ist der Pyroxen frisch mit nur gelegentlicher beginnender Zersetzung an Spaltrissen. Mit Annäherung an die granatreichen Partien wird die Zersetzung stärker und direkt neben den Granaten sind die Pyroxene vollständig uralitisiert. Granat bildet unregelmäßige amöboide Hornformen und ist sehr reich an Einschlüssen von Quarz, Plagioklas, Biotit, Erzmineralien und Apatit.

Gleichmäßig über den Schliff verteilt sind hypidiomorphe, leicht gerundete Erzkörner. Es handelt sich dabei um Titanomagnetit mit häufigen Ilmenitentmischungsleisten.

Schl. Nr.	Plg _{An}	Bio	Gran	Pyr	opak Ant	Akz
F 17	43,4 ₄₀	18,8	8,2	20,0	8,4	0,4
Akz.: Zirkon, Apatit, Quarz						

Tabelle D: Quantitativer Mineralbestand des Granat-Pyroxen-Biotitfelses (in Vol.%).

Die Herkunft dieses Gesteins konnte nicht eindeutig geklärt werden. Das Gestein ähnelt nach dem makroskopischen Eindruck einem verglimmerten Eklogit. Dagegen spricht der vorkommende Pyroxen, der sicherlich kein Omphacit ist. Da die Strukturen innerhalb dieser Gesteinslinse keine Beziehung zur Lagerung der umgebenden Gesteine zeigen und der Gesteinschemismus eindeutig basisch ist, könnte es sich um den metamorph überprägten Rest eines basischen Ganges handeln.

5. Ganggesteine und Kluftfüllungen

a) Makroskopische Beschreibung

Neben reinen Quarzadern, welche meist "s"-parallel verlaufen, treten in Flottorp-Gebiet verbreitet gering mächtige Pegmatitgänge auf, welche die anderen Gesteine diskordant durchschlagen. Die Pegmatite sind sehr grobkörnig mit riesenkörnigen rosagefärbten Kalifeldspäten. Um Biotitnester und große Orthitkristalle (bis 1 cm) bilden sich auffallende rostfarbene Höfe (wahrscheinlich durch Verwitterung).

Auf zahlreichen Klüften im Flottorp-Gebiet findet sich Epidot, entlang dem Gydaalen auch Beläge von Calcit. An mehreren Stellen im Gydaalen wurde Flußspat gefunden. Dieser ist tiefviolett gefärbt und bildet oft aufgewachsene Kristalle. Zumeist

ist er mit reichlich Epidot vergesellschaftet.

b) Mikroskopische Untersuchung (Durchlicht) der Pegmatite

Quarz ist xenomorph ausgebildet und löscht feldernd aus.

Er ist gut mit den anderen Mineralkörnern verzahnt. Die sehr großen Kalifeldspäte zeigen Mikroklingitterung, welche im Kern fein, randlich gröber ausgebildet ist (Abb. 9).

Teilweise geht die Mikroklingitterung in eine undeutliche wolkige Streifung über. Meist enthalten die Kalifeldspäte unregelmäßig geformte Perthitschnüre, welche leicht saussuritisiert sind.

Die Plagioklase sind im Kern vollständig saussuritisiert und haben meist einen nicht zersetzten Rand aus Ab-reichem Plagioklas (Abb. 8). Der Rand hat eine Zusammensetzung von ca. An 20/ Ab 80, der Kern ist wegen der vollkommenen Saussuritisierung nicht meßbar. Am Rand der Plagioklase haben sich myrmekitische Verwachsungen zwischen Quarz und Plagioklas gebildet (Abb. 13). Biotit bildet meist kurzstengelige Plättchen. Eine beginnende Chloritisierung ist zu beobachten. Akzessorisch sind Apatit in idiomorphen Körnern, kleine dunkelgefärbte Zirkone und einzelne Orthite vertreten. Opake Mineralien fehlen in dem untersuchten Schliff.

Der Modalbestand ist in Anbetracht der Korngröße nicht repräsentativ, dürfte jedoch den tatsächlichen Verhältnissen etwa entsprechen.

Schl. Nr.	Qz	Plg _{An}	Kf	Bio	Akz
A 3	32	11 ₂₀	56	1	+
Akz.: Apatit, Zirkon, Orthit..					

Tabelle E: Quantitativer Mineralbestand der Pegmatite (in Vol.%).

6. Die Erzminerale

Die 37 untersuchten Erzanschliffe stammen aus den Gebieten Fenklop, Ekreknoten und Aasen in nedre Flottorp, der Flogbrothei zwischen nedre und øvre Flottorp und der Umgebung der alten Grube in øvre Flottorp (Abb. 2). Sie sind durchweg den grauen Gneisen und Amphiboliten entnommen. Während in den grauen Gneisen die Erzgehalte meist an biotitreichen Lagen konzentriert sind, liegen sie in den Amphiboliten bevorzugt am Rande der hellen Zwischenlagen.

Mikroskopische Untersuchung (Auflicht)

Das verbreitetste Erzmineral in den grauen Gneisen von Flottorp ist Molybdänglanz. Er bildet bis 25 mm große hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle. Er ist stark pleochroitisch; seine Farbe ändert sich je nach Schnittlage von rein weiß bis mittelgrau. Mit beginnender Verwitterung zu Molybdänocker wird die Farbe des Molybdänglanzes deutlich braunstichig. Schleifkratzer im Molybdänglanz sind häufig und stark. Zumeist findet sich der Molybdänglanz in grobblättrigen, oft stark deformierten Aggregaten, deren einzelne Kristalle ⁺ parallel orientiert sind. In die aufgefiederten Zwickel im Molybdänglanz ist oft Kupferkies eingewandert. Gelegentlich findet man Aggregate von Molybdänglanz, in denen alle Zwischenräume mit Kupferkies gefüllt sind (Abb. 15). Einschlüsse von Pyrit und Titanomagnetit im Molybdänglanz sind nicht selten. Mit Biotit ist Molybdänglanz oft eng verwachsen und wandert in Bruchstellen und Risse in diesem ein. In stark korrodierten

Schliffen wurden dünne Leisten von Hämatit im Molybdänglanz beobachtet. Verdrängungen des Molybdänglanzes durch andere Mineralien wurden nicht gefunden.

Weit verbreitet in den Erzen von Flottorp ist Kupferkies. Größere Körner zeigen allotriomorphe Formen mit unregelmäßigen Korngrenzen, während kleinere Körner meist gut gerundet sind. Der Kupferkies aus dem Flottorp-Gebiet ist ungewöhnlich stark anisotrop. Schon in Luft sind die zahlreichen lanzettförmigen, bikonkaven Umwandlungslamellen des kubischen Hochtemperaturkupferkieses deutlich zu sehen (Abb. 16). In einigen Kupferkieskörnern wurde eine gitterförmige Zwillingslamellierung beobachtet.

Hauptsächlich in den Schliffen aus der Flogbrothei, seltener auch in Schliffen aus den anderen Gebieten wurden verschiedene Entmischungskörper im Kupferkies gefunden. Besonders auffallend sind kleine unregelmäßig geformte Sternchen und Tröpfchen, welche zu Schnüren aufgereiht sind und eine gemeinsame Orientierung zeigen (Abb. 17). Sie sind ungewöhnlich stark reflexionspleochroitisch von dunkelgrau bis hellgelb und außerordentlich stark anisotrop. Zusammen mit diesen Sternchen und Tröpfchen in denselben Schnüren kommen kleine, rundliche Entmischungskörper vor, die in der Farbe stark Magnetkies ähneln, aber isotrop sind. Diese Schnüre und Entmischungskörper dürften zerfallene Cubanitlamellen sein und bei dem magnetkiesähnlichen Mineral dürfte es sich um Chalkopyrrhotin handeln. Die stark pleochroitischen und anisotropen Sternchen und Tröpfchen können nach ihrem

Aussehen Valeriit oder Mackinawit sein. Die Art ihres Auftretens als orientierte Schnüre in ehemaligem Hochtemperaturkupferkies weist eindeutig auf Mackinawit hin. (RAMDOHR 1969). In denselben Schliffen findet man auch Entmischungskörper von Zinkblende. Meist sind dies unregelmäßig geformte rundliche bis ovale Körner, die ihrerseits wieder Kupferkies in runden Kügelchen in regelmäßigen Abständen parallel zu den Zwillingsgrenzen entmischt haben. (Abb. 18). Die Innenreflexe der Zinkblende sind meist braunrot, manchmal auch gelb. Zusammen mit Mackinawit und Chalkopyrrhotin findet man gelegentlich mehr oder weniger gut ausgebildete Zinkblendesternchen (Abb. 17 und 19). Als freie Körner außerhalb der Kupferkiese wurde Zinkblende selten beobachtet. Verbreitet finden sich im Kupferkies Einschlüsse von rundlichen Magnetkieskörnern, Titanomagnetit und Pyrit. Im Bereich der Verwitterung ist der Kupferkies randlich und von Spaltrissen aus in Covellin umgewandelt. Bei fortschreitender Verwitterung bilden sich Säume von Brauneisen um die Kupferkieskörner. Häufig wurden dünne Gangartnadeln (vermutlich Chlorit) in Bündeln und Rosetten im Kupferkies gefunden. Vereinzelt sind Risse im Gestein mit Kupferkies verheilt.

Pyrit tritt in allen vererzten Gesteinen des Flottorp-Gebietes auf, wenngleich in meist geringeren Mengen als Molybdänglanz und Kupferkies. Bevorzugt bildet er Idioblasten. Größere Körner (größer als 2 mm) sind oft aus mehreren kleinen (ca. 0,5 mm) Idioblasten zusammengesetzt. Daneben kommen

wesentlich kleinere (kleiner als 0,1 mm) rundliche isometrische Formen vor, welche besonders im Bereich der Verwitterung häufig sind. Durch die Verwitterung wird Pyrit randlich in Brauneisen umgewandelt.

Markasit bildet meistens Aggregate aus sehr feinkörnigen Markasitkristallen. Die Korngröße dieser Kristalle nimmt meist zum Rand hin zu. Daneben findet man Aggregate, die aus größeren (ca. 1 mm) fächerförmigen meist verzwilligten Kristallen bestehen. Fast immer ist Pyrit am Aufbau dieser Aggregate beteiligt.

In untergeordneter Menge ist Magnetkies in den Anschliffen von Flottorp enthalten. Zumeist liegt er in rundlichen kleinen Körnern in Kupferkies oder Pyrit, seltener in unregelmäßigen eckigen Körnern in der Gangart. Verschiedentlich wurden Zwillingslamellen im Magnetkies beobachtet. Einige wenige Magnetkieskörner enthalten kleine spindelförmige Entmischungskörper von Pentlandit. Bei der Verwitterung wird Magnetkies randlich und von Spaltrissen aus in ein Markasit-ähnliches Mineral umgewandelt (RAMDOHR 1955). Dieses Mineral hat zwischen Magnetkies und Pyrit liegendes Reflexionsvermögen und ist schwach pleochroitisch. Es ist stark anisotrop mit Farbeffekten von orange nach graublau. Typisch sind parallele Streifung des Minerals und scharf gezackte, manchmal flammenförmige Grenze zum Magnetkies.

Neben den sulfidischen Erzmineralien, welche weitgehend auf die grauen Gneise und Amphibolite beschränkt sind, sind in allen Gesteinen des Flottorp-Gebietes oxydische Erzmineralien

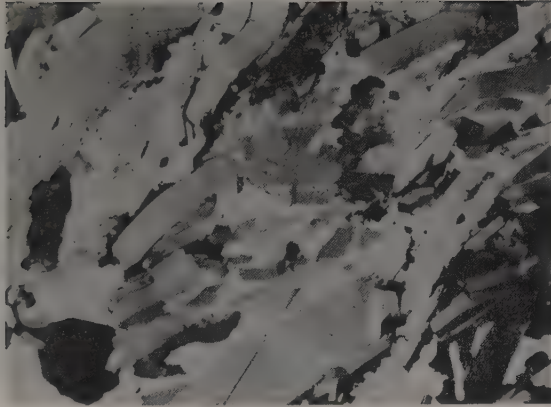


Abb. 15

Aggregat etwa parallel orientierter Molybdänglanz-
körner (hellgrau). Die Zwickel sind mit Kupferkies
(fast weiß) gefüllt. Vergr. 125 X, N //.

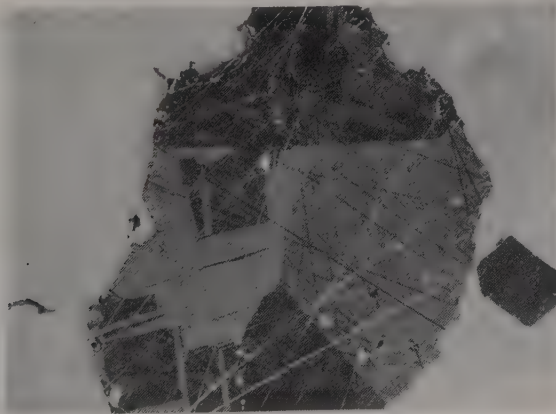


Abb. 16

Kupferkies mit Umwandlungslamellen des kubischen
Hochtemperaturkupferkieses. Rein weiß: Mackinawit.
Vergr. 125 X, N +.

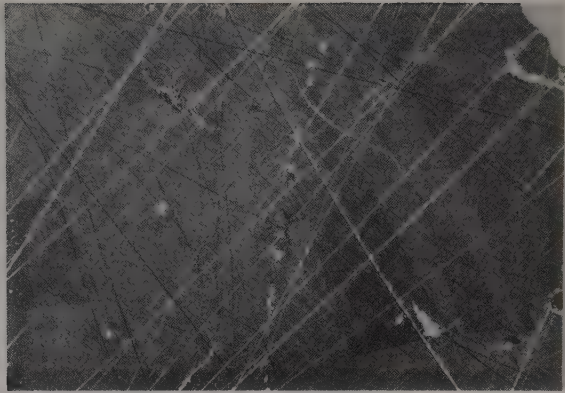
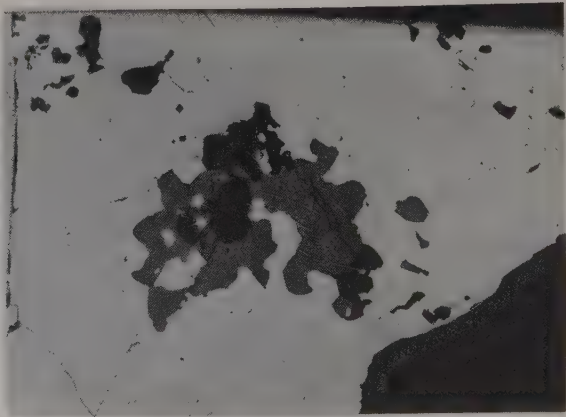


Abb. 17

Schnur von Mackinawitentmischungskörpern
(rein weiß, Mitte) und Zinkblendestern (fast schwarz,
Mitte) im Kupferkies. Vergr. 250 X, N +.



Zinkblende (mittelgrau) mit tröpfchenförmigen
Kupferkiesentmischungen, im Kupferkies. Vergr. 250 X, N //.

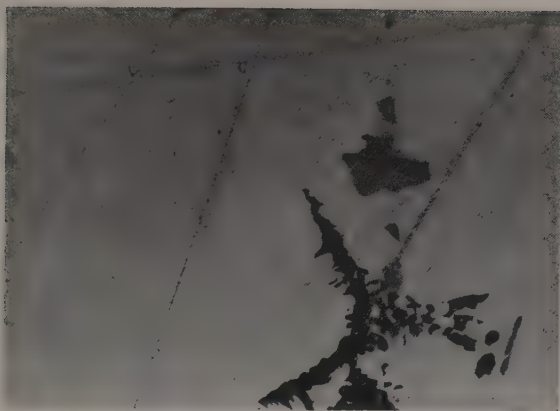


Abb. 19

Zinkblendestern (schwarz) in Kupferkies. Im Korn darüber: dunkelgrau Mackinawit, mittelgrau Chalkopyrrhotin. Vergr. ca. 1 500 X, Ö1, N //.

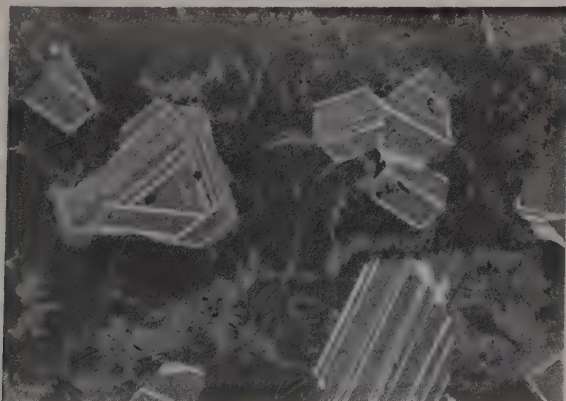


Abb. 20

Ilmenitgerüste ehemaliger Titanomagnetite. Der Magnetitanteil ist herausgelöst und durch Amphibol ersetzt. Vergr. 125 X, N //.

verbreitet. Der überwiegende Teil davon ist Titanomagnetit. Seine Farbe wechselt in Abhängigkeit vom Titangehalt. Titanomagnetite, welche ihren Titangehalt in Form von Ilmenitleisten oder -säumen entmischt haben, sind bläulich grau, unentmischte Titanomagnetite bräunlich grau gefärbt. Besonders die letzteren zeigen eine deutliche Anisotropie, die jedoch viel schwächer ist als die des Ilmenits. Die auftretenden Kornformen des Titanomagnetits sind meist idiomorph bis hypidiomorph. Die meisten Körner haben eine oder mehrere ebene Kristallflächen ausgebildet. Fast alle Titanomagnetite sind kataklastisch zerbrochen und eckige Ausbrüche sind häufig. Der Titanomagnetit zeigt gelegentlich eine beginnende Martitisierung. Die Ilmenitentmischungsleisten sind meist grob und dem Titanomagnetit parallel 111 eingelagert. In einigen Schlifften konnten Ilmenitgerüste beobachtet werden, aus denen der Magnetitanteil herausgelöst ist und durch Amphibol (?) ersetzt wurde. Hier zeichnen die Ilmenitleisten perfekt die Kristallflächen des Magnetits nach (Abb. 20). Der Ilmenit ist bei der Metamorphose rekristallisiert. Daher setzen die Risse in den Titanomagnetiten nicht durch die Ilmenitleisten hindurch. In vielen Schlifften sind die Ilmenitleisten ganz oder teilweise in Leukoxen umgewandelt. Hier wurden in stark verquarzten Bereichen feine Rutilnadeln gefunden. Freie rundliche Ilmenitkörner enthalten häufig feine bis feinste Entmischungsdiskens von Eisenglanz, welche manchmal herausgelöst sind (Abb. 21). Dies ist charakteristisch für die beginnende Verwitterung im oberflächennahen Bereich (URBAN, mündliche Mitteilung). In einem Fall wurden lanzettförmige Zwillingslamellen in einem

undulös auslöschenden Ilmenitkorn beobachtet.

Bei der Martitisierung des Titanomagnetits wird Eisenglanz in unregelmäßigen kleinen Körnern gebildet. Dies ist besonders in den stark oxydierten Schliffen der Fall, in denen Pyrit und Kupferkies randlich breite Oxydationszonen aus Brauneisen aufweisen. Diese Brauneisenzonen bestehen sowohl aus Nadeleisenerz als auch aus Rubinglimmer, die durch ihre unterschiedliche Helligkeit zumindest manchmal unterschieden werden konnten.

Graphit wurde in den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Anschliffen nicht gefunden, soll aber nach URBAN (mündliche Mitteilung) in Proben aus den grauen Gneisen beobachtet worden sein.

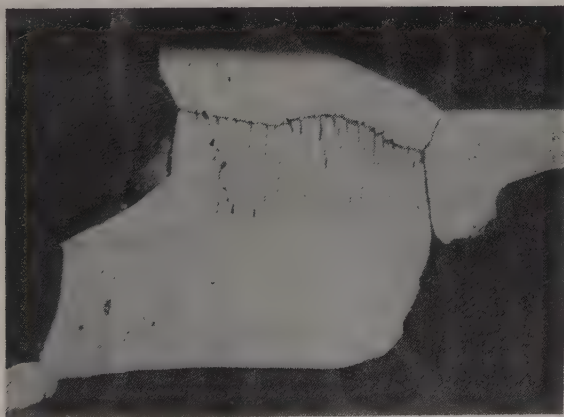


Abb. 21

Ilmenitkorn mit Hämatitentmischungsdiskens (sehr fein, weiß), welche zum Teil herausgelöst sind.
Vergr. 625 X, Öl, N //.

X. Geochemische Untersuchungen

1. Probennahme und Untersuchungsmethoden

Für die geochemischen Untersuchungen wurden vier Probenprofile von 15 bis 25 m Länge in den Haupterzzonen quer zum Streichen gelegt (Anlagen 3 bis 6). Im Abstand von 1 m wurden ca. 1 kg schwere Proben genommen. Im Fenklop (Anlage 5) erfolgte die Probennahme wegen der flachen Lagerung der Schichten im Abstand von 2 - 3 m.

Von dem im Backenbrecher zerkleinerten Gesteinsmaterial für die geochemischen Untersuchungen wurden 50 g abgewogen und in einer Scheibenschwingmühle mit Widiaeingsatz 120 sec. lang gemahlen. Dieses Material wurde am "Institut for Atomenergi" in Kjeller bei Oslo auf Mo, Cu und Au analysiert. Molybdän und Kupfer wurden mit der Atomemissionsspektralanalyse, Gold mit der Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt.

2. Analysenergebnisse

Die Ergebnisse von 74 Analysen aus vier Profilen sind in den Tabellen F, G, H, I zusammengestellt. In den Diagrammen 1 - 4 sind sie graphisch dargestellt. Die Lage der Profile ist in den Anlagen 3 (Profil A), 4 (Profil E), 5 (Profil E und F) und 6 (Profil G) eingezeichnet. Die Au-Gehalte konnten wegen zu geringer Werte in den Diagrammen nicht eingezeichnet werden. Die Petrographie der Profile ist in einer Säule unter den dazugehörigen Diagrammen dargestellt (Legende im Diagramm 1). Die Durchschnittsgehalte der Profile zeigt Tabelle J.

3. Bemerkungen zu den Analysenergebnissen

Wie aus den Diagrammen 1 - 4 ersichtlich, ist die Vererzung mit Kupfer und Molybdän ausschließlich an die grauen Gneise und Amphibolite gebunden. Selbst dünne zwischengeschaltete Lagen roten Granitgneises haben keine Gehalte an Molybdän und nur geringe Gehalte an Kupfer. Die Gehalte an Cu in den grauen Gneisen sind normalerweise etwa 100 X so hoch wie die der roten Granitgneise. Die Mo-Gehalte der roten Granitgneise liegen fast ausnahmslos unter der Nachweisgrenze. Die Vererzung ist außerordentlich unregelmäßig. Sehr reiche und sehr arme Partien wechseln im Meterbereich. Es ist in den Diagrammen deutlich zu erkennen, daß der Verlauf der Kupfer- und Molybdängehalte etwa gleichgerichtet ist. Gelegentlich sind die "peaks" etwas versetzt. Die Gehalte an Gold sind offensichtlich im Kupferkies eingebaut, da nur die sehr kupferreiche (1,6 % Cu) Probe AP 16 einen über der Nachweisgrenze liegenden Goldgehalt hat. Aus dem Diagramm 4 ist ersichtlich, daß die Pegmatitgänge keine Molybdän- und nur geringe Kupfergehalte haben.

Proben-Nr.	% Cu	% Mo	ppm Au
FP 1	0,0015	<0,001	< 0,05
FP 2	0,055	0,0049	< 0,05
FP 3	0,059	3,6	< 0,05
FP 4	0,42	0,095	< 0,05
FP 5	0,10	0,028	< 0,05
FP 6	0,11	0,0079	< 0,05
FP 7	0,003	<0,001	< 0,05
FP 8	0,0016	<0,001	< 0,05

Tabelle F: Analysenergebnisse des Profils Fenklop.

Proben-Nr.	% Cu	% Mo	ppm Au
EP 1	< 0,001	< 0,001	< 0,05
EP 2	0,0058	< 0,001	< 0,05
EP 3	0,0018	< 0,001	< 0,05
EP 4	0,0054	< 0,001	< 0,05
EP 5	0,47	0,12	< 0,05
EP 6	< 0,001	< 0,001	< 0,05
EP 7	< 0,001	< 0,001	< 0,05
EP 8	0,0066	< 0,001	< 0,05
EP 9	0,036	0,010	< 0,05
EP 10	0,013	< 0,001	< 0,05
EP 11	0,0014	< 0,001	< 0,05
EP 12	0,0018	< 0,001	< 0,05
EP 13	0,085	0,015	< 0,05
EP 14	0,020	0,052	< 0,05
EP 15	0,0063	0,0060	< 0,05
EP 16	0,022	0,016	< 0,05
EP 17	0,032	< 0,001	< 0,05
EP 18	0,0026	0,0045	< 0,05
EP 19	0,0029	< 0,001	< 0,05
EP 20	0,0028	< 0,001	< 0,05
EP 21	< 0,001	< 0,001	< 0,05
EP 22	0,0016	< 0,001	< 0,05
EP 23	0,051	< 0,001	< 0,05
EP 24	0,032	< 0,001	< 0,05

Tabelle G: Analysenergebnisse des Profils Ekreknoten.

Proben-Nr.	% Cu	% Mo	ppm Au
AP 1	0,0029	< 0,001	< 0,05
AP 2	0,0064	< 0,001	< 0,05
AP 3	0,048	0,050	< 0,05
AP 4	0,042	0,0050	< 0,05
AP 5	0,89	0,032	< 0,05
AP 6	0,45	1,2	< 0,05
AP 7	0,088	0,011	< 0,05
AP 8	0,060	0,0038	< 0,05
AP 9	0,11	0,11	< 0,05
AP 10	0,049	0,011	< 0,05
AP 11	0,015	0,010	< 0,05
AP 12	0,020	0,0040	< 0,05
AP 13	0,020	< 0,001	< 0,05
AP 14	0,012	0,0032	< 0,05
AP 15	0,012	0,0071	< 0,05
AP 16	1,6	4,9	0,09
AP 17	0,13	0,11	< 0,05
AP 18	0,017	0,017	< 0,05
AP 19	0,25	0,43	< 0,05
AP 20	0,11	0,011	< 0,05
AP 21	0,13	0,033	< 0,05
AP 22	0,15	0,030	< 0,05
AP 23	0,016	0,0046	< 0,05

Tabelle H: Analysenergebnisse des Profils Aasen.

Proben-Nr.	% Cu	% Mo	ppm Au
GP 1	0,0014	< 0,001	< 0,05
GP 2	0,35	< 0,001	< 0,05
GP 3	0,34	0,15	< 0,05
GP 4	0,060	0,0067	< 0,05
GP 5	0,13	0,011	< 0,05
GP 6	0,14	0,092	< 0,05
GP 7	0,36	0,0058	< 0,05
GP 8	0,23	0,54	< 0,05
GP 9	0,0055	< 0,001	< 0,05
GP 10	0,0080	< 0,001	< 0,05
GP 11	0,21	0,55	< 0,05
GP 12	0,0027	0,0031	< 0,05
GP 13	0,0021	< 0,001	< 0,05
GP 14	0,0027	< 0,001	< 0,05
GP 15	0,0028	< 0,001	< 0,05
GP 16	0,0066	< 0,001	< 0,05
GP 17	0,0090	0,0062	< 0,05
GP 18	0,060	0,0052	< 0,05
GP 19	0,054	0,0056	< 0,05

Tabelle I: Analysenergebnisse des Profils alte Grube.

Profil	% Cu	% Mo	% MoS ₂
Fenklop	0,09	0,47	0,77
Ekreknuten	0,03	0,009	0,015
Aasen	0,18	0,30	0,50
Alte Grube	0,10	0,07	0,12
Knaben	?	0,09 - 0,12	0,15 - 0,2

Tabelle J: Durchschnittsgehalte an Cu und Mo in den Profilen Fenklop, Ekreknoten, Aasen und Flottorp, alte Grube. Zum Vergleich ist der Durchschnittsgehalt der Förderung der Knabengrube in den letzten Jahren aufgeführt.

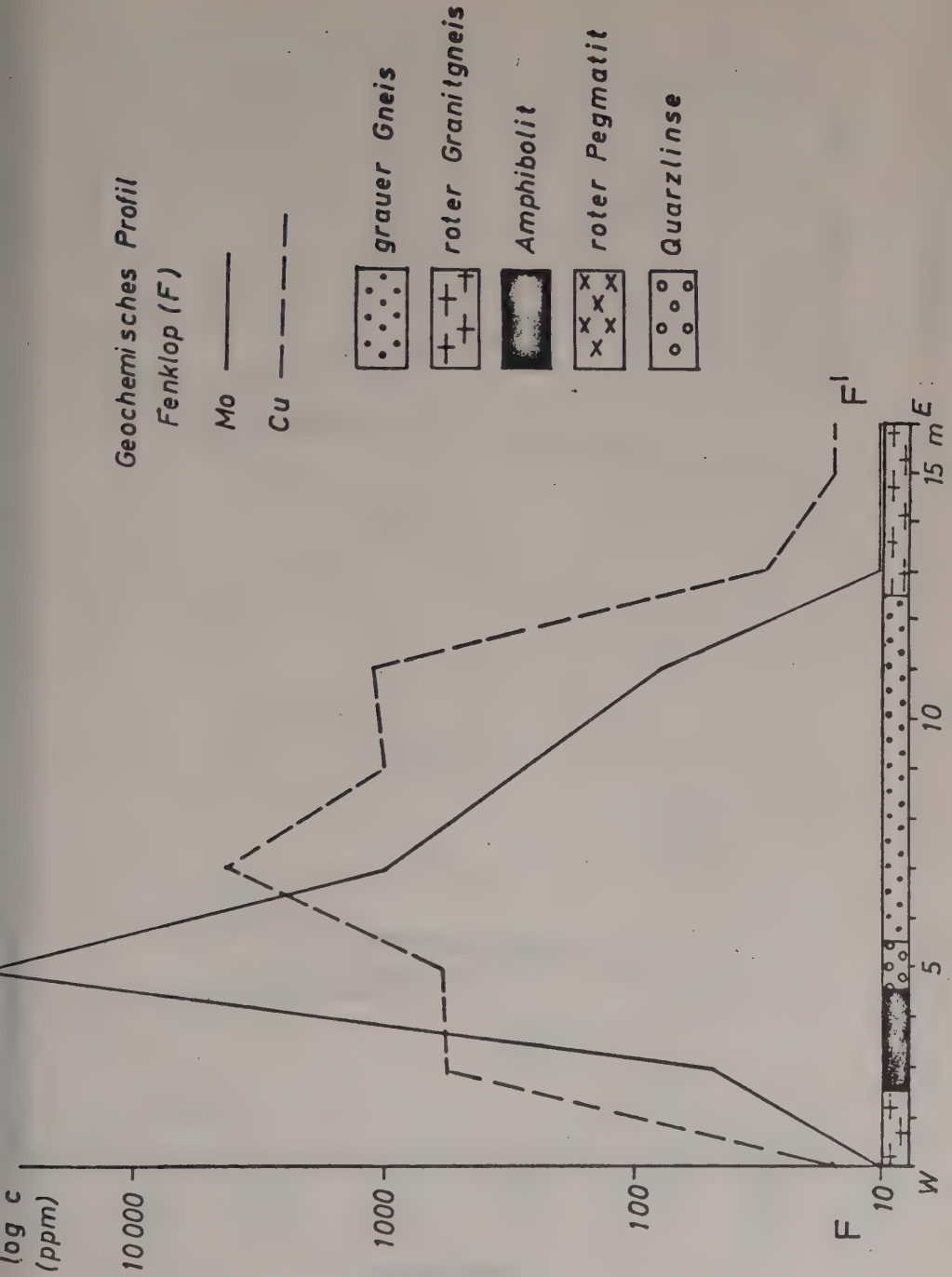


Diagramm 1

Geochemisches Profil

Ekreknuten (E)

Mo ———

Cu - - - -

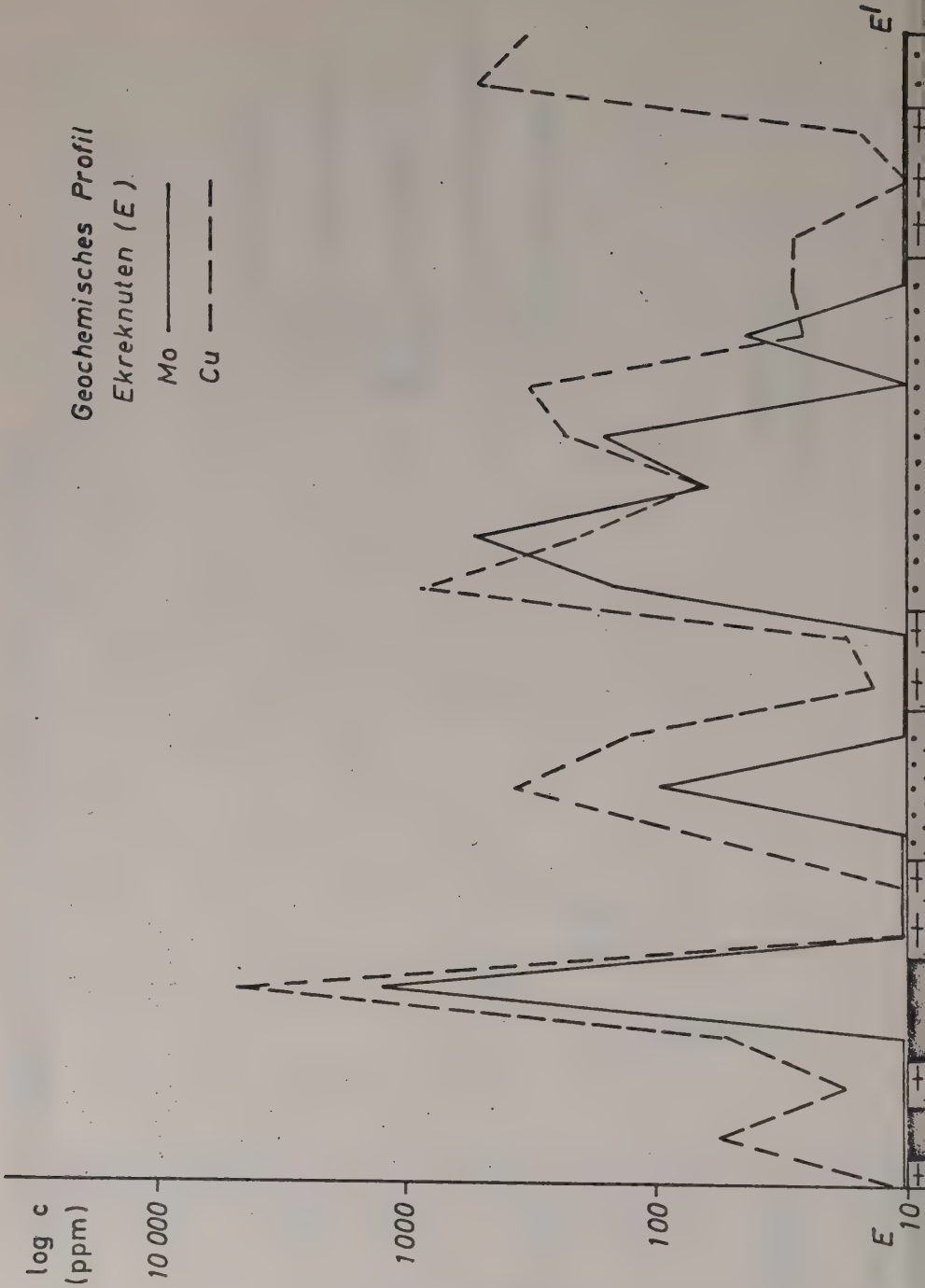


Diagramm 2

(Legende siehe Diagramm 1)

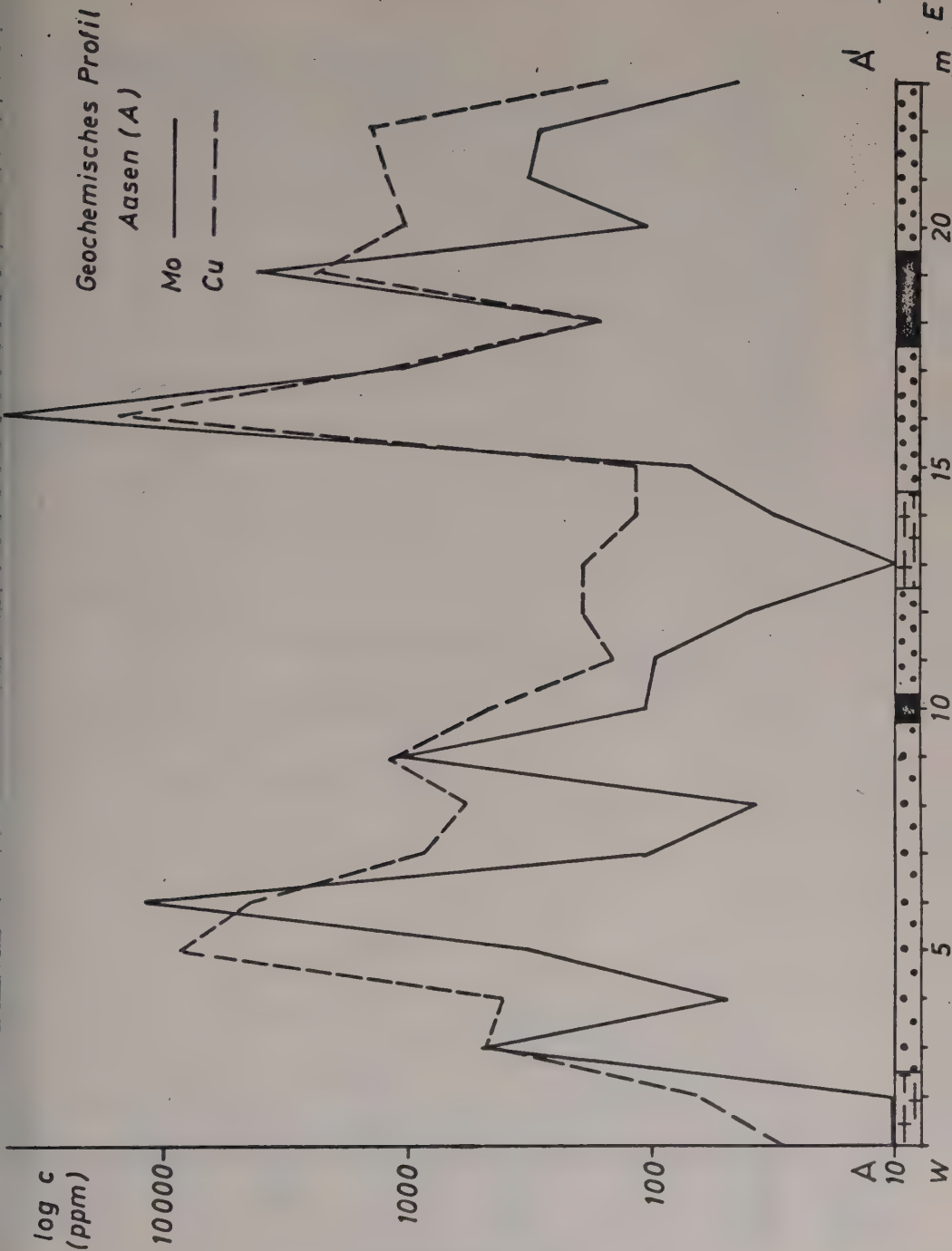


Diagramm 3
(Legende siehe Diagramm 1)

Geochemisches Profil
alte Grube, övre Flottorp (G)

Mo ———
Cu - - - -

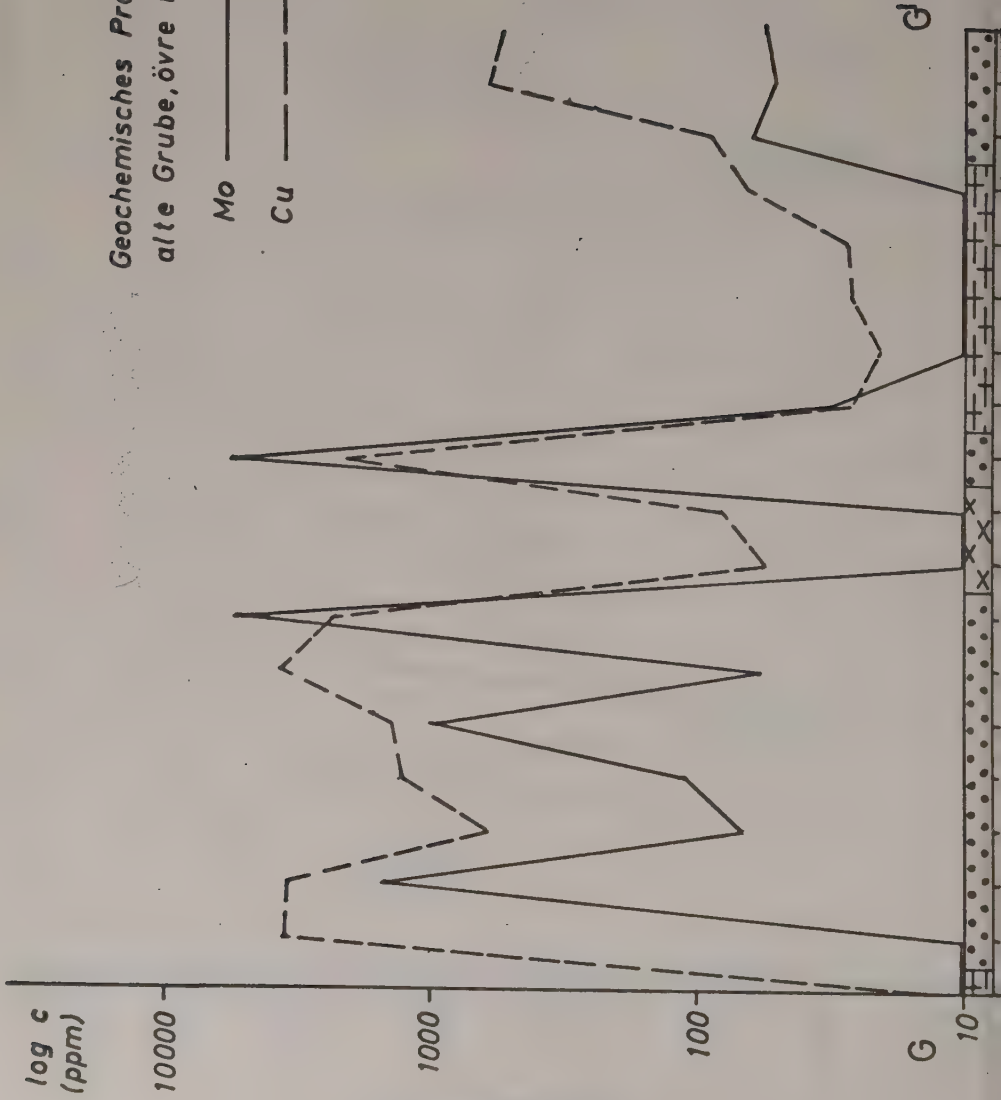


Diagramm 4

(Legende siehe Diagramm 1)

XI. Geophysikalische Untersuchung

Die Erzzonen in Flottorp wurden von Folldalverk A/S nach dem IP-Verfahren (induzierte Polarisierung) gemessen (siehe dazu Kapitel IV Arbeitsmethoden).

Die von Folldalverk A/S erstellte Anomalienkarte (Anlage 7) zeigt Anomalien innerhalb der Erzzonen von nedre und övre Flottorp. Die Stärke der Anomalien wird durch den sogenannten Metallfaktor (in %) angegeben. Diese Größe verhält sich proportional zur Stärke der Vererzung. Die Anomalien liegen zwar alle innerhalb der vererzten grauen Gneise und Amphibolite, die hohen Anomalien jedoch liegen außerhalb der bekannten reich vererzten Zonen. Aus diesem Grund wurden an den Stellen, die hohe Anomalien zeigten Proben entommen. Dabei zeigte es sich, daß die Proben meist reichlich Pyrit und Kupferkies, jedoch wenig Molybdänglanz enthielten. An einigen Stellen erschien die Vermutung berechtigt, daß wasserführende Klüfte die Messungen beeinflussten.

XII. Zur Metamorphose

Die Gesteine des Flottorpgebietes wurden im Laufe der Erdgeschichte sicherlich mehreren Metamorphosen unterworfen.

Eine höchstgradige Metamorphose löschte alle Anzeichen der vorausgegangenen metamorphen Überprägungen aus. Nach dieser höchstgradigen Metamorphose haben auch darauffolgende retrograde Überprägungen ihre Spuren in den Gesteinen hinterlassen. Zur Bestimmung der höchsten Stufe der Metamorphose sollen die folgenden Beobachtungen herangezogen werden.

1. Beobachtungen im Gelände

Hauptsächlich nördlich und nordwestlich des Arbeitsgebiets wurden die roten Granitgneise fast völlig aufgeschmolzen und erstarrten als richtungslose Granite. Verbreitet findet man Migmatite aus aufgeschmolzenem granitischem Material und nicht vollständig aufgeschmolzenen Resten basischer Gesteine. Die Quarzgehalte der Gesteine wurden teilweise mobilisiert und bilden Gängchen oder schichtparallele Linsen. Verbreitet wurden pegmatitische und aplitische Gängchen beobachtet.

2. Petrographische Beobachtungen

Die Ausbildung von Mikroklinperthiten und Plagioklasanti-perthiten deutet auf katazonale Bedingungen während der Metamorphose hin (MICHOT 1957).

Kupferkies zeigt zum überwiegenden Teil die Umwandlungslamellen des ehemaligen kubischen Hochtemperaturkupferkieses. Nach YUND & KULLERUD (1966) und HILLER & PROBSTHAIN (1956) liegt die Umwandlungstemperatur von tetragonalem Kupferkies in kubischen Hochtemperaturkupferkies bei 550°C bzw. $547 \pm 5^{\circ}\text{C}$.

Die Entmischung von Chalkopyrrhotin im Kupferkies deutet auf Umbildungstemperaturen von ca. 450°C , die Entmischung von Zinkblendesternchen auf 550°C hin (BORCHERT 1934). Nach einer tektonischen Beanspruchung, bei der Molybdän-glanz deformiert und Titanomagnetit kataklastisch zerbrochen wurde, rekristallisierten Kupferkies und Ilmenit.

3. Tektonische Beobachtungen

Aus den tektonischen Diagrammen (Abb. 4 - 6) läßt sich eine mehrphasige Faltung erkennen. Deutlich werden vor allem zwei Faltungsphasen mit senkrecht zueinander stehenden Achsen.

Nach WINKLER (1965) liegt der Beginn der Anatexis bei 700°C bei 2 000 Bar H_2O -Druck bzw. 680°C bei 4 000 Bar H_2O -Druck. Die Anzeichen für eine beginnende Anatexis und Migmatisierung der Gesteine im Flottorp-Gebiet sind eindeutig. Die durch die petrographischen Beobachtungen belegten Temperaturen von ca. 550°C wurden also sicher überschritten. Es ist aber möglich, daß die Anatexis im Flottorp-Gebiet durch tiefere Versenkung und zusätzlichen gerichteten Druck durch tektonische Beanspruchung bei tieferen Temperaturen als den oben geforderten eingesetzt hat.

Die höchstgradige metamorphe Überprägung der Flottorp-gesteine erfolgte im Bereich der Katazone. Sie könnte auch als "high stage metamorphism" im Sinne von WINKLER (1970) bezeichnet werden. Durch die Rekristallisation einzelner Mineralien sowie durch die mehrphasige Faltung wird belegt,

daß die Flottorpgesteine mehrfach metamorph überprägt wurden. Nach der metamorphen Überprägung in der Katazone wurden die Gesteine durch spätere tektonische Ereignisse niedriger metamorph (retrograd) beansprucht. Hierbei wurden Minerale neugebildet, welche im Bereich der Katazone nicht stabil sind, wie zum Beispiel Epidot, Chlorit, Muskovit und Zoisit. Diese retrograde Überprägung war besonders im Bereich tektonischer Bewegungszonen stark.

XIII. Zur Genese der Vorkommen von Flottorp.

In den klassischen Werken der Lagerstättenkunde werden die Molybdänvorkommen Südnorwegens als "pneumatolytische Quarzgänge mit MoS_2 " (SCHNEIDERHÖHN 1961) und "Quarzgänge, Spaltenfüllungen und imprägnierter Granit" (PHILLIPSBORN 1964) beschrieben. KRUSCH (1938) und RECHENBERG (1960) beschreiben die Vorkommen als an Granite bzw. Norite gebunden. BUGGE (1963) ordnet die Molybdänvorkommen Südnorwegens einem Cu-Mo-Gürtel zu und bezeichnet die Erzvorkommen von Flottorp als "Fahlbänder und Imprägnationszonen mit Aplitgängen". Die genannten Autoren ordnen die Molybdänvorkommen Südnorwegens der pneumatolytischen Phase meist granitischer Magmen zu.

URBAN (1971) untersuchte die Wolfram-Molybdän-Lagerstätte Ørdsalen in Südwestnorwegen. Hier wird zum ersten Mal eindeutig die strikte Gebundenheit der Vererzung an die Schichten der grauen Gneise und Amphibolite festgestellt. In den folgenden Jahren wurden auch die anderen Molybdänvorkommen Südnorwegens vom geologischen Institut der Universität Kopenhagen einer erneuten Bearbeitung unterzogen. Hierüber berichtet URBAN (1974). Zusammenfassend stellt URBAN (1974) fest:

"Es wird jedoch aufgezeigt, daß alle Vorkommen schichtgebunden in einer grauen Gneisserie liegen und zusammen mit biogenen Graphit- und Apatitgehalten gleiche sulfidische und oxydische Mineralparagenesen führen. Es wird gefolgert, daß auf Grund der geologischen, tektonischen und mineralogischen

Befunde eine Konzentration und Ausfällung der Metalle im marinen Milieu mit nachfolgender hochmetamorpher Überprägung des Mineralbestandes als Bildungsvorgang anzunehmen ist." Während der Bearbeitung der Vorkommen von Flottorp wurden folgende Gegebenheiten gefunden, welche zur Klärung der Genese herangezogen werden können.

Die Erze in Flottorp zeigen Anzeichen einer mehrfachen metamorphen und tektonischen Überprägung. Einzelne erzreiche Lagen wurden mit den Schichten der grauen Gneise zusammenverfaltet. Manche Minerale sind durch die tektonische Beanspruchung zerbrochen (Magnetit) oder verformt (Molybdänglanz). Danach sind durch metamorphe Überprägung einige Minerale rekristallisiert (Kupferkies, Ilmenit). Aus diesen Hinweisen kann geschlossen werden, daß die Gesteine in Flottorp nach Zufuhr der Metallgehalte metamorph und tektonisch überprägt wurden. Die sichtbare Vererzung ist ausschließlich an die grauen Gneise und Amphibolite gebunden. Die geochemischen Untersuchungen ergaben, daß nur die grauen Gneise und die Amphibolite nennenswerte Gehalte an Mo und Cu haben. Die roten Granitgneise und die diskordanten pegmatitischen Gänge haben keine Mo-Gehalte und nur geringe Cu-Gehalte (vergleiche Kap. X). Es kann daher von einer schichtgebundenen Vererzung gesprochen werden.

Die von URBAN (1974) in den meisten anderen Molybdänvorkommen Südnorwegens festgestellten biogenen Graphitgehalte und hohen Apatitgehalte wurden auch in Flottorp gefunden. Eindeutige Beweise für eine sedimentäre Entstehung der

Gesteine im Flottorp-Gebiet wurden nicht gefunden. Die erwähnten Graphit- und Apatitgehalte weisen jedoch darauf hin. Angesichts der Horizontbeständigkeit und der engen Wechselagerung der Schichten erscheint eine sedimentäre Entstehung der Gesteine am wahrscheinlichsten.

Auf Grund ihres Mineralbestandes können als Ausgangsmaterial für die roten Granitgneise sandige bis arkosige, für die grauen Gneise mergelige bis tonige Sedimente angenommen werden. Als Ausgangsmaterial für die Amphibolite kommen vulkanische Effusiva in Frage.

Ob die Zufuhr der Metallgehalte synsedimentär oder syndiagenetisch erfolgte oder ob die Metallgehalte während einer frühen Metamorphose in den grauen Gneisen konzentriert wurden, läßt sich nicht mit Bestimmtheit feststellen. Vorstellbar sind unter anderem folgende Möglichkeiten.

1. Die Zufuhr der Metallgehalte erfolgte durch submarine Exhalationen oder Hydrothermen im Zusammenhang mit einem frühorogenen Vulkanismus. Diese Entstehung wird für viele der schichtgebundenen Lagerstätten der Antimon- Wolfram-Quecksilber-Formation angenommen (MAUCHER, 1965, MAUCHER 1974). Gegen eine Anwendung dieses Modells auf die Vorkommen von Flottorp spricht, daß die Amphibolite, für die ein vulkanisches Ausgangsmaterial angenommen wird, nur in einigen Gebieten vorkommen. Sie fehlen beispielsweise in der westlichen Flottorpzone (Anlage 1) fast völlig.

2. Die Metallgehalte werden während der diagenetischen Verfestigung durch zirkulierende Wässer aus metallhaltigen Sedimenten des "red bed-Typus" herausgelöst und in den reduzierenden Schichten wieder ausgefällt. WEDEPOHL (1964) diskutiert diese Möglichkeit für den nordwestdeutschen Kupferschiefer. Diese Möglichkeit erscheint für die Entstehung der Vorkommen von Flottorp denkbar. Die roten Granitgneise können als ehemalige aride Sedimente und die grauen Gneise als die reduzierenden Schichten angesehen werden.

3. Die Metallgehalte gelangten im ehemaligen Liefergebiet der Sedimente als Chloridkomplexe in Lösung und wurden in reduzierendem marinem Milieu als Sulfide ausgefällt.

Auch diese Möglichkeit erscheint annehmbar.

Zusammenfassend wird folgende Entstehung der Erzvorkommen von Flottorp angenommen:

Die Gesteine des Flottorp-Gebietes sind polymetamorph und mehrfach tektonisch beanspruchte Sedimente und submarine Effusiva eines präkambrischen Geosynklinaltroges.

Zu welchem Zeitpunkt die Metallgehalte zugeführt wurden, ist nicht mit Bestimmtheit festzustellen. Die mehrfache metamorphe und tektonische Überprägung verursachte Stoffumlagerung sowie Zerstörung und Rekristallisation der Minerale.

XIV. Zur Frage der Bauwürdigkeit der Erzvorkommen von Flottorp

Nach den bisher vorliegenden Untersuchungsergebnissen ist die Frage, ob die Erzvorkommen von Flottorp jetzt oder in naher Zukunft bauwürdig sein werden, nicht eindeutig zu beantworten. Daher soll dieses Kapitel als Hinweis für zukünftige Arbeiten und nicht als endgültige Beurteilung der Erzvorkommen aufgefaßt werden. Der Verfasser nimmt als unterste Grenze für eine eventuelle wirtschaftliche Bedeutung $0,1 \% \text{ MoS}_2$ an.

Die von Kvaale (Abb. 2) nach Nordosten verlaufende graue Gneiszone ist nur an wenigen Stellen sichtbar vererzt. Dasselbe gilt für die westliche Flottorpzone zwischen Gydalen und Vaardal (Abb. 2).

Nahe der Ortschaft Vaardal liegt ein kleiner Abbau aus der Zeit des ersten Weltkrieges. Der Abbau steht voll Wasser und ist nicht zugänglich. Die auf Halde liegenden Gesteine sind stark verquarzt und gut vererzt. In der näheren Umgebung dieses Abbaues liegt geschlossene Überdeckung vor. Eine IP-Messung dieses Gebietes ergab keine Hinweise auf eine weitere Ausdehnung dieser Vererzung. Südlich von Vaardal und Rebaasen (Abb. 2) finden sich nur in größeren Abständen Stellen mit sichtbarer Vererzung. Diese Gebiete sind zur Zeit sicher nicht bauwürdig.

Auch die nördlich des Brunnesbekken (Abb. 3) liegenden mineralisierten grauen Gneise sind für absehbare Zeit ohne wirtschaftliche Bedeutung. Sie sind zwar durchgehend sichtbar vererzt, doch liegt die Mächtigkeit der einzelnen steil

einfallenden grauen Gneisbänder meist unter 1 m. Dies würde einen eventuellen Abbau sehr erschweren bzw. unrentabel machen.

Damit erscheinen eventuelle zukünftige Untersuchungen nur im Bereich zwischen Brunnesbekken und Gydalen sowie im Gebiet Ekreknuten-Fenklop sinnvoll. Aus diesem Bereich liegen für die im Kapitel VIII besprochenen Gebiete Aasen, Ekreknuten und Fenklop in nedre Flottorp und Guldsmedberg mit der alten Grube in övre Flottorp chemische Analysen vor (siehe Kap. VI und X).

1. Aasen (Anlage 3)

Die Westflanke der Aasenmulde ist nur wenige Meter mächtig. Die von Christiania Spigerverk, Oslo 1967 hier genommenen Proben lagen alle unter 0,1 % Mo. Im Muldenkern und an der Ostflanke der Aasenmulde steigt die Gesamtmächtigkeit der vererzten grauen Gneisserie durch die starke Kleinfaltung bis auf 30 m an. Zwei im Abstand von ca. 15 m genommene Probenprofile (S. 10 und S. 56) sowie eine Sammelanalyse aus 31 Schußproben ergaben übereinstimmend einen Gehalt von ca. 0,5 % MoS_2 sowie 0,11 % bzw. 0,18 % Cu. Die Oberfläche der in Aasen aufgeschlossenen Gesteinsserie beträgt ca. 7 500 qm. Die Ausdehnung der grauen Gneise in die Tiefe ist unsicher, unterschreitet jedoch wahrscheinlich das Niveau des Gydalens, d. h. 60 m unterhalb des Aasengipfels. Eine grobe Schätzung ergibt eine Gesamtreserve von ca. 600 000 t Erz.

2. Das Gebiet zwischen Aasen und Flogbrotheii (Anlage 2)

Die Ostflanke der Aasenmulde ist nördlich des Aasengipfels nur noch an wenigen Stellen aufgeschlossen. In diesem Bereich finden sich zwei kleine Probeabbau. In beiden ist die Vererzung deutlich sichtbar, im nördlichen Abbau findet man bis zu 5 X 10 cm große Molybdänglanzlinsen. Analysen aus diesem Gebiet liegen nicht vor.

3. Ekreknuten - Fenklop (Anlage 4 und 5)

Die am Ekreknuten aufgeschlossenen grauen Gneise sind die südliche Fortsetzung der Westflanke des Aasen. Die flachliegenden Schichten haben am Ekreknuten eine Mächtigkeit von 8 - 10 m. Die Erzgehalte liegen bei 0,07 % MoS_2 (Placer) und 0,015 % MoS_2 (S. 56). Die Fortsetzung der Ostflanke der Aasenmulde ist am Ekreknuten nicht aufgeschlossen. Im anschließenden Gebiet Fenklop fallen die Schichten der grauen Gneise sehr flach ein. Sie sind nur über eine geringe Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Profil F - F' (S. 57) zeigt ca. 10 m erzführende graue Gneise und Amphibolite. Der Durchschnittsgehalt dieses Profils beträgt 0,77 % MoS_2 . Dieser Wert wird allerdings durch eine sehr reiche Probe mit 6,0 % MoS_2 aus einer Quarzlage nach oben verfälscht.

4. Guldsmedberg und die alte Grube, Övre Flottorp (Anlage 6)

Am Guldsmedberg wechseln steilstehende Schichten der grauen Gneise in kurzem Abstand mit roten Granitgneisen. Das Gebiet des Guldsmedberg schließt nach Norden an die Halden der

alten Grube von Øvre Flottorp an und ist ca. 200 m lang und 70 m breit. Die Vererzung nimmt deutlich sichtbar nach Norden hin ab. Ein etwa in der Mitte des Guldsmesberg quer zum Streichen genommenes Probenprofil (Christiania Spigerverk 1966) erbrachte 0,035 % MoS_2 .

Über dem Eingang zur alten Grube wurden zwei Probenprofile genommen (S. 10 und S. 56). Sie enthielten 0,1 % MoS_2 bzw. 0,12 % MoS_2 und 0,1 % Cu. Bohrungen aus den Jahren 1940/42, welche am Grubeneingang niedergebracht wurden, enthielten bis zum Bohrende in 50 m Teufe vererzte graue Gneise. Das Gebiet südlich der alten Grube ist mit Ausnahme einiger nicht mehr begehbaren Versuchsstollen schlecht aufgeschlossen.

5. Breidliheii (Abb. 2)

Südlich der Breidliheii befindet sich ein alter Abbau. Die beiden Stollen sind vollgelaufen bzw. verstürzt und nicht mehr begehbar. Hier wurde nach Aussagen der Bevölkerung das reichste Erz des Flottorp-Gebietes gefördert. Die Schichten fallen hier mit 25° nach NW ein. Die Stollen liegen mitten im Wald, die Aufschlußverhältnisse sind schlecht. Beiderseits des oberen Stollens ist die Vererzung mit Molybdänglanz entlang von Quarzlagen sehr deutlich. Analysen aus diesem Gebiet liegen nicht vor.

6. Zusammenfassung und Schlußfolgerung

Nach den bisher vorliegenden Untersuchungsergebnissen ist die Aussicht auf eine bauwürdige Vererzung im Gebiet des Aasen am größten. In zweiter Linie kommt die Umgebung der alten Grube von Övre Flottorp in Betracht. In diesen Gebieten sollten bei weiteren Untersuchungen Kernbohrungen, zusätzliche Aufschlußarbeiten und weitere Probennahme durchgeführt werden. Daneben sollte versucht werden die nördliche und südliche Fortsetzung der Ostflanke der Aasenmulde weiter aufzuschließen. Weiter wird empfohlen, die Abbaue an der Flogbrotheii und südlich der Breidliheii zu beproben.

XV. Literaturverzeichnis

- ADLER, R. et al.: Elektronische Datenverarbeitung in der Tektonik.- 157 S. Clausthal (Ellen-Pilger-Verlag), 1958.
- ADLER, R. & FENCHEL, W.: Statistische Methoden in der Tektonik II.- 111 S. Clausthal (Ellen-Pilger-Verlag), 1965.
- BARTH, T.F.W.: Geological map of the Western Sörland.- Norsk geol. Tidsskr., 25, 1 - 10, 1945.
- BARTH, T.F.W. & DONS, J.A.: Precambrian of Southern Norway. Geology of Norway.- Norges geol. Unders., 208, Oslo 1960.
- BORCHERT, H.: Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als "geologische Thermometer.- Chemie der Erde, 9, 145 - 172, 1934.
- BUGGE, A.: Norges Molybdenforkomster.- 134 S. Oslo Universitetsforlaget) 1963. (Norges geol. Unders. 217).
- BURRI, C.: Das Polarisationsmikroskop.- Lehrbücher und Monographien aus dem Bereich der exakten Naturwissenschaften. Chemische Reihe Bd. V.- Basel (Verlag Birkhäuser) 1950.
- HILLER, J.E. & PROBSTHAIN, K.: Thermische und röntgenographische Untersuchungen am Kupferkies.- Z. f. Kristall., 108, 108 - 129, 1956.

- KRUSCH, P.: Die metallischen Rohstoffe, Heft 2, Molybdän, Monazit Mesothorium.- 87 S. Stuttgart (F. Enke-Verlag) 1938.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehung zu Magmatismus und Geotektonik.- Freiberg. Forsch. H. C-186, 173 - 188, 1965.
- MAUCHER, A.: Zeitgebundene Erzlagerstätten.- Geol. Rundsch., 63, 263 - 275, 1974.
- MICHOT, J.: Le massif complexe anorthositoleuconoritique de Haaland-Hellereen et la paléogénèse basique.- Mem. Acad. Roy. Belgique, Cl. Sci. 15, 95 S., 1961.
- MICHOT, P.: Phénomènes géologiques dans la catazone profonde.- Geol. Rundsch., 46, 147 - 173, 1957.
- PHILLIPSBORN, H.v.: Erzkunde.- 247 S. Stuttgart (F. Enke-Verlag), 1964
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.- 875 S. Berlin (Akademie-Verlag) 1955.
- RAMDOHR, P.: The ore minerals and their intergrowths.- 1 174 S. Oxford (Pergamon press), 1969.
- RECHENBERG, H.P.: Molybdän. Die metallischen Rohstoffe Bd. 12.- 128 S. Stuttgart (F. Enke-Verlag) 1960
- RITTMANN, A.: Die Zonenmethode.- Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., 9, 1, 1-46, Zürich 1929.

- SCHNEIDERHÖHN, H.: Die Erzlagerstätten der Erde Bd. II.-
720 S. Stuttgart (G. Fischer-Verlag), 1961.
- TOBI, A.C.: Fieldwork in the charnockitic Precambrian
of Rogaland (S. W. Norway).- Geologie en
Mijnbouw, 44, 208 - 217, 1965.
- TRÜGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbilden-
den Minerale, Teil 1, Bestimmungstabellen.-
147 S. Stuttgart (Schweizerbart) 1956.
- TRÜGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbilden-
den Minerale, Teil 2 Textband.- 822 S.
Stuttgart (Schweizerbart), 1967.
- URBAN, H.: Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-
Molybdän-Vererzung im Ørdsalen (Rogaland)
Norwegen.- Mineral. Dep. 6, 177 - 195, 1971.
- URBAN, H.: Zur Kenntnis der präkambrischen, schicht-
gebundenen Molybdänitvorkommen in Süd-
norwegen.- Geol. Rundsch., 63, 180 - 190,
1974.
- VERSTEEVE, A.J.: Whole-rocks Rb.- Sr isochron study of the
charnockitic-granitic migmatites in Roga-
land, South-West-Norway.- Z. W. O.
Laboratorium voor Isotopen-Geologie,
Annual Progress Report, 49 - 56, 1970

- WEDEPOHL, K.H.: Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland; ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminöser Sedimente.- Geochim. cosmochim. Acta, 28, 305 - 364, 1964.
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine.- 237 S. Berlin (Springer-Verlag), 1965.
- WINKLER, H.G.F.: Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage and of a Classification based on Isograds in Common Rocks.- N. Jb. Miner., Mh. 189 - 248, 1970.
- YUND, R.A. & KULLERUD, G.: Thermal Stability of Assemblages in the Cu-Fe-S-System.- Journ. of Petrol., 7, 454 - 488, 1966.
- ZEPPERLICK, E.: Geologische Kartierung des Flottorp-Gebietes bei Mandal/Südnorwegen.- 173 S., unveröffentl. Diplomarbeit, Clausthal, 1968.

Lebenslauf

Name: Fritz Hopfengärtner

Geboren am 14. 11. 1943

Eltern: Dr.med.Fritz Hopfengärtner, Arzt und
Dr.med Gabriele Hopfengärtner, geb.Ehrmann

Schulen: 1950 - 1954 Volksschule Schwäb.Hall
1954 - 1964 Gymnasium bei St.Michael,
Schwäb.Hall.Reifeprüfung 6.3.1964.

Wehrdienst: 1964 - 1966 Offizier auf Zeit

Studium: Beginn im Sommersemester 1966 im
Fach Geologie
3.7.1968 Diplomgeologen-Vorprüfung
7.2.1972 Diplomgeologen-Hauptprüfung

Berufsweg: Juli - September 1969, Canadian Johns
Manville, Uranprospektion in Kanada.
Juni - August 1974, Nordisk Mineselskab A/S,
Prospektion in Ostgrönland.

Dissertation: Beginn Juni 1972.

Meine akademischen Lehrer waren:

G.ANGENHEISTER, H.J.AUTRUM, J.BODECHTEL, R.DEHM, A.FAESSLER,
G.FISCHER, O.FÖRTSCH, I.FRUTH, W.D.GRIMM, H.HAGN, L.HAPPEL,
H.G.HUCKENHOLZ, R.HUISGEN, H.LOUIS, D.D.KLEMM, A.MAUCHER,
H.MILLER, F.NEUMAIER, K.SCHMIDT, E.WIBERG, P.WURSTER.

GEOLOGISCHE KARTE des FLOTTORP-GEBIETS Südnorwegen

LEGENDE:

 roter Granitgneis

 grauer Gneis

 Amphibolit

 See

 Moor

Verdal

Øvre Flottorp

Nedre Flottorp

Kvaale

Gydalen

Riksvei 9



TEKTONISCHE KARTÉ des FLOTTORP-GEBIETS Südnorwegen

LEGENDE

Streichen und Fallen

der

s-Flächen

Faltenachsen

— 0°-30°

— 31°-60°

— 61°-89°

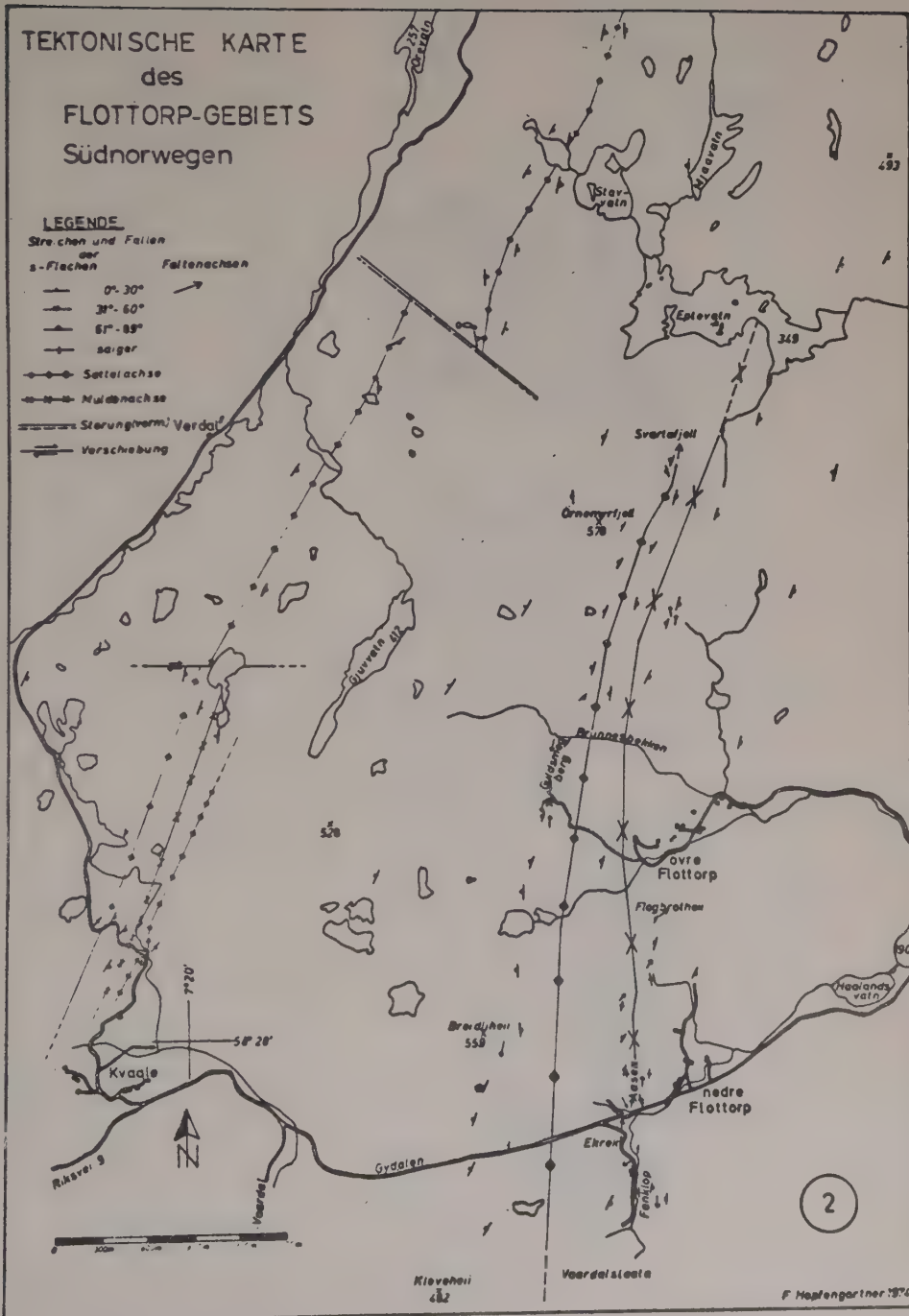
— saiger

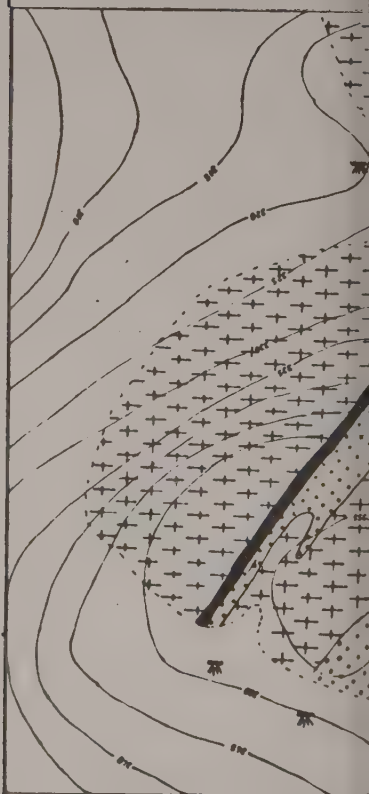
— Sattelachse

— Muldenachse

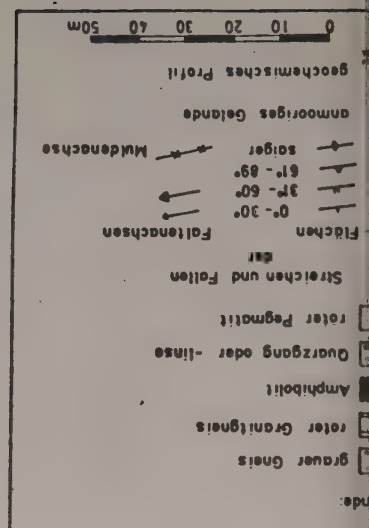
— Störung (norm.) Verfall

— Verschiebung





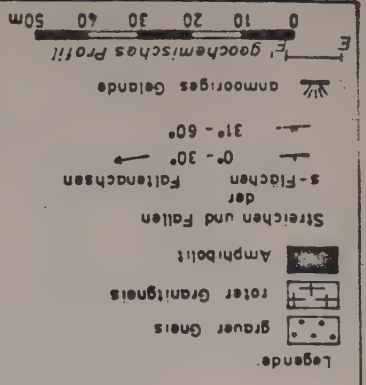
Geologische Karte des AASEN
NÖRDLICHE FLÖTTORP, NORWEGEN



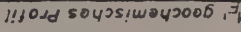


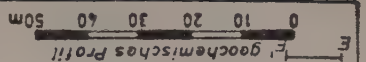
GEOLOGISCHE KARTE DES EKREKNUTEN

NEDRE FLÖTORP, NORWEGEN

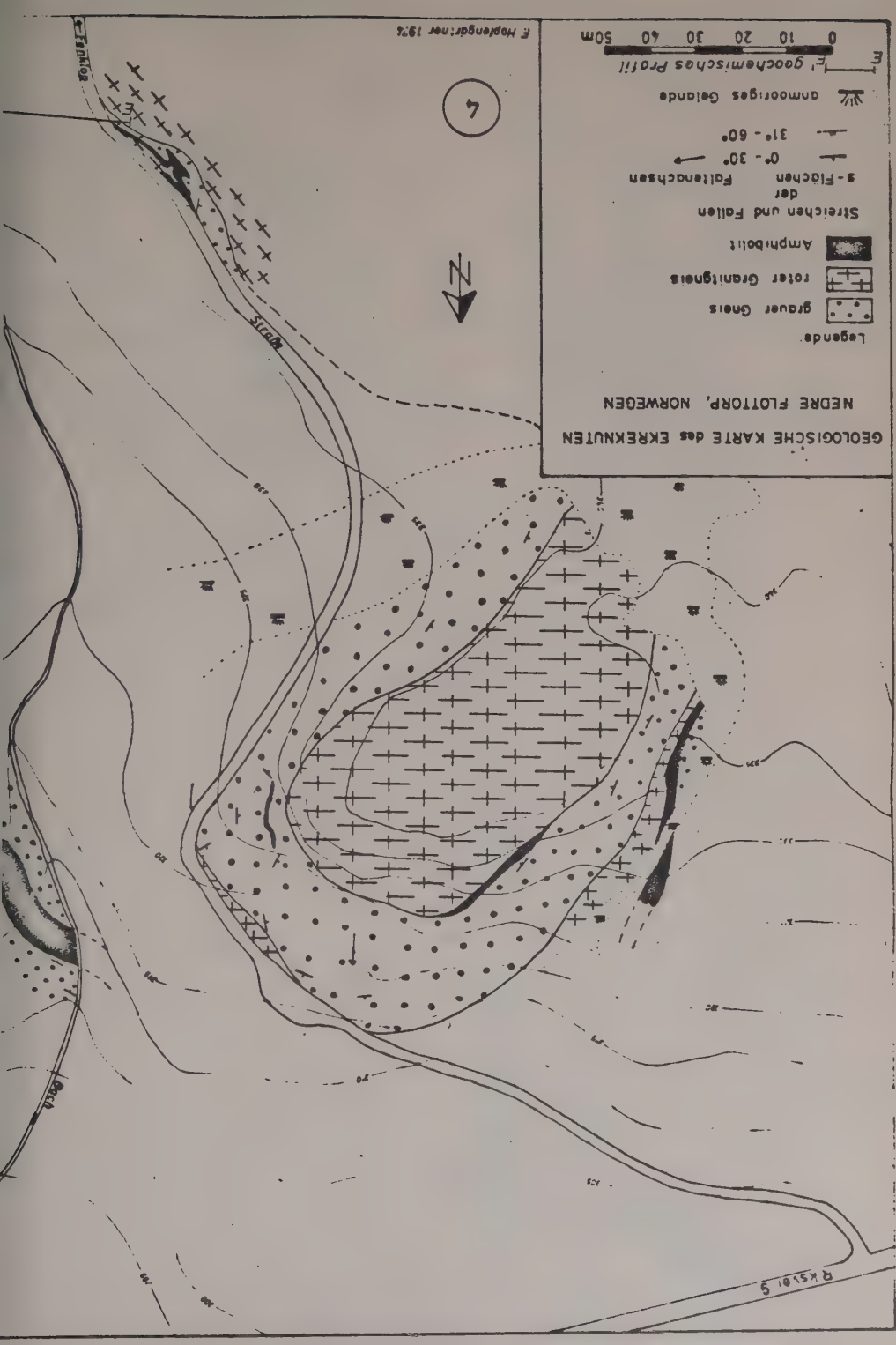


 Legende

-  grauer Gneiss
-  roter Granitgneiss
-  Amphibolit
- Streichen und Fallen der s-Flächen Faltenachsen
 -  0° - 30°
 -  31° - 60°
-  anmooriges Gelände
-  F. geochemisches Profil



7



F. Høpangdrøner 1976

5

0 10 20 30 40 50m

F' Geochemisches Profil

anmoorges Gelände

0°-30° 3°-60°

Streichen und Fallen der s-Flacher

Quarzgang oder -linse

Amphibolit

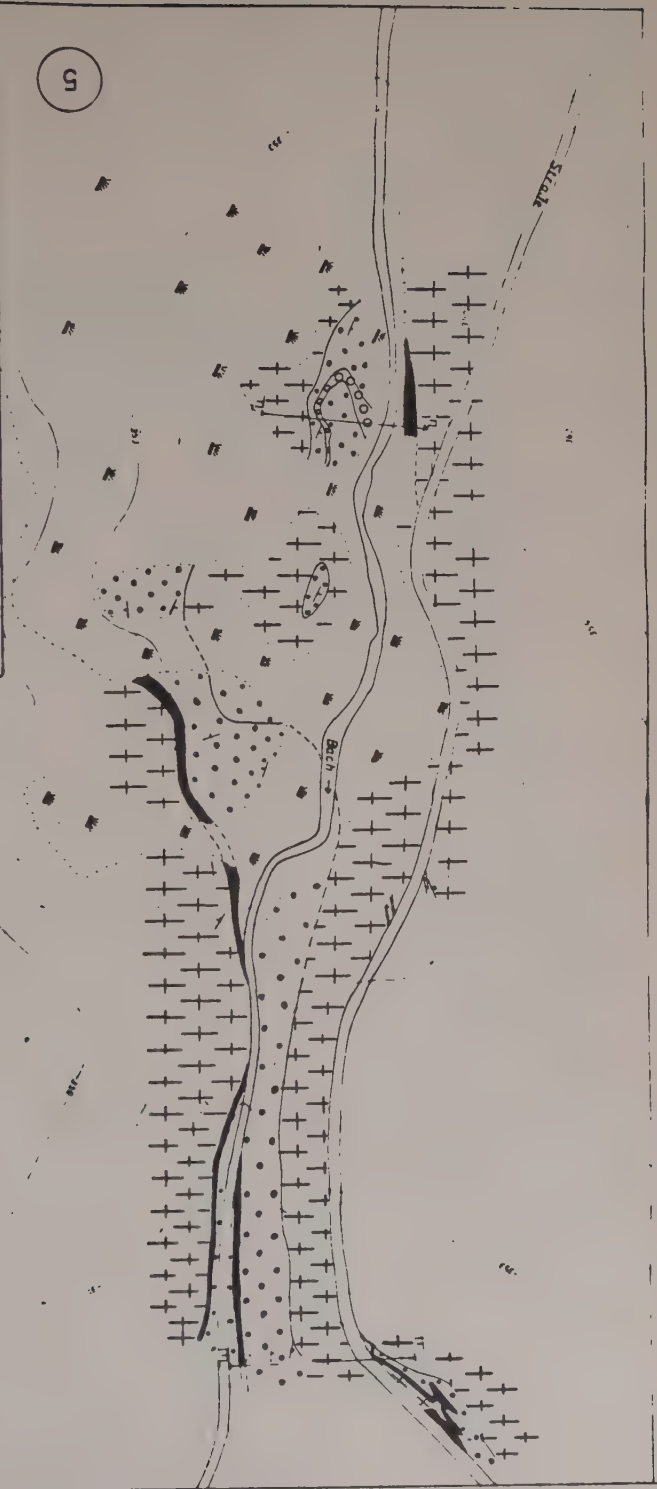
roter Granitgneis

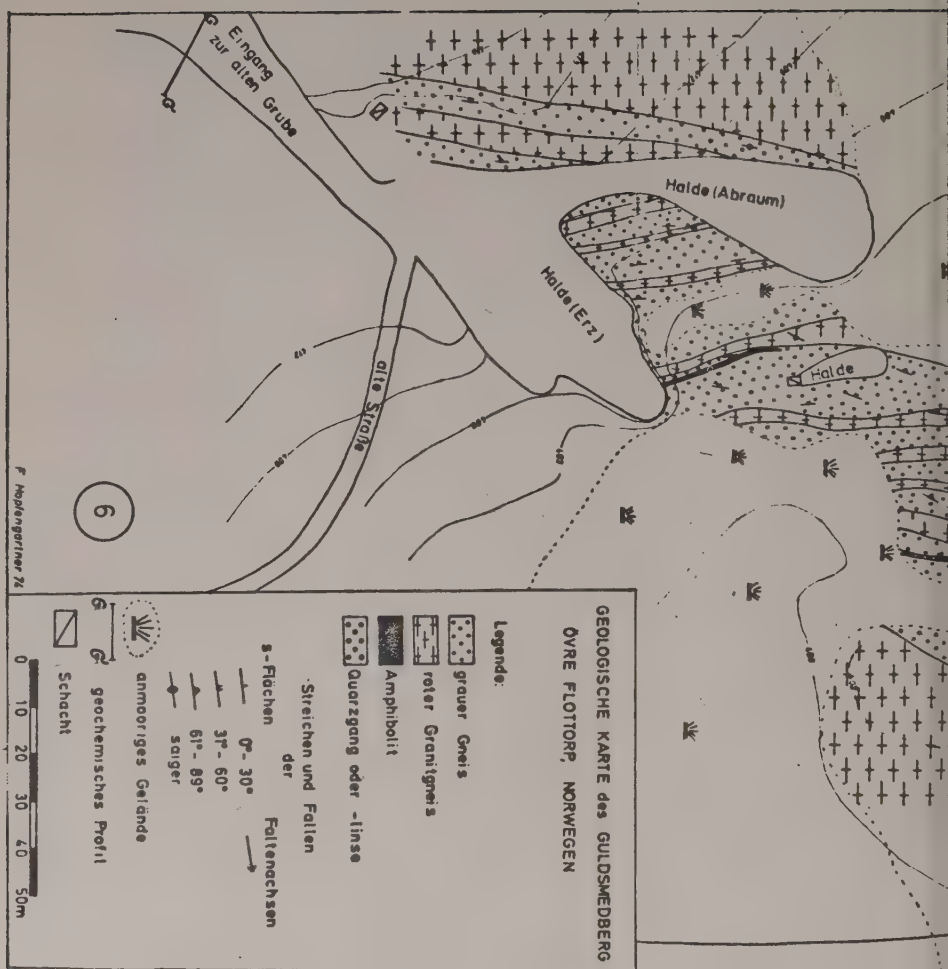
grauer Gneis

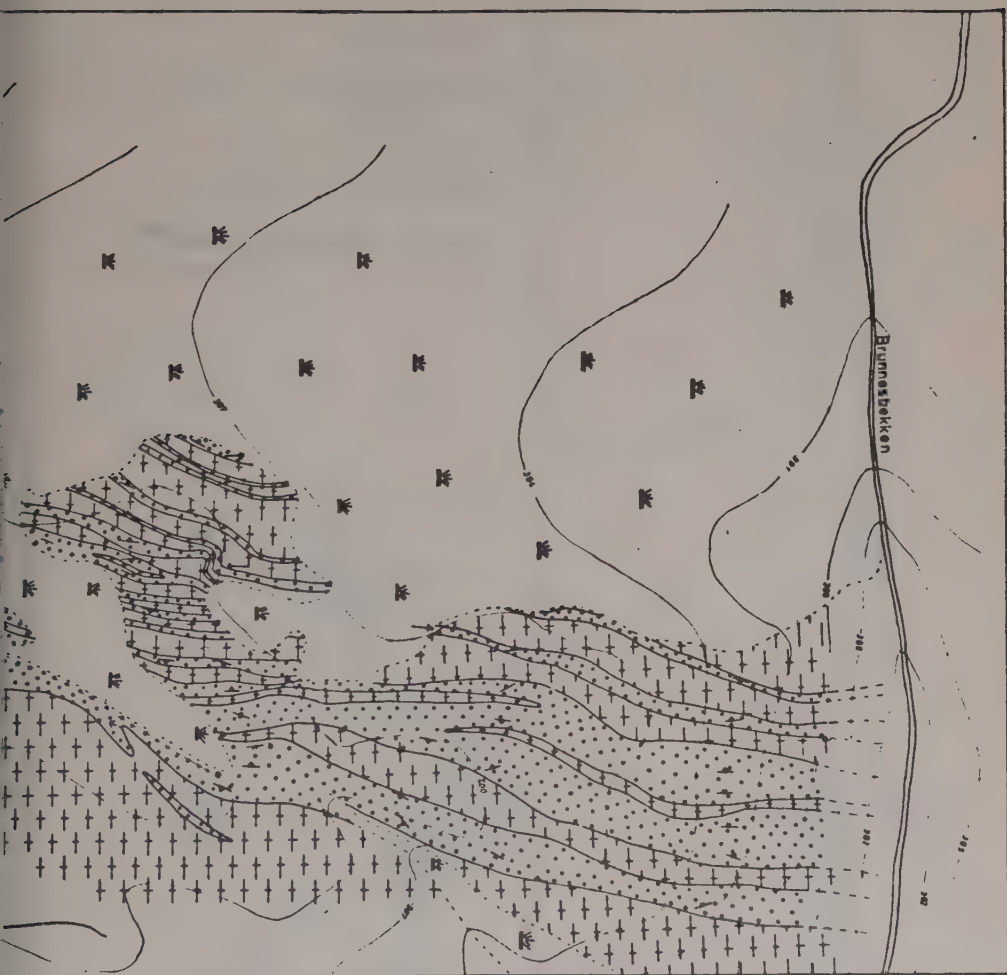
Legende

NEDRE FLÖTTORP, NORWEGEN

GEOLOGISCHE KARTE DES FENKLO







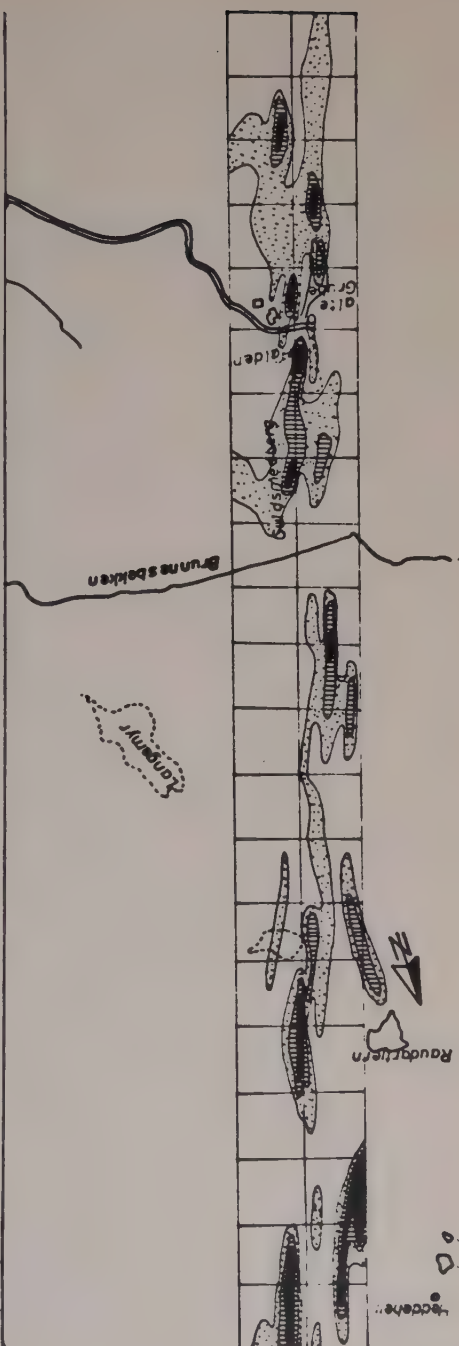
Anomalienkarte Geoelektrik
(induzierte Polarisation)
5 - 10 - 15 %
Molybdänlagerstätte Flottorp
Südhorwegen

0 100m 200m 300m 400m 500m

7



Ekre-
knuten



bede

